

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

DÉSÉQUILIBRE U-Th DANS DES ÉCHANTILLONS DE *BALANUS* PRÉLEVÉS
SUR DES PLATEFORMES LITTORALES LE LONG DE LA CÔTE DE L'ALGARVE
(PORTUGAL) - ESSAI D'INTERPRÉTATION CHRONOLOGIQUE

MÉMOIRE PRÉSENTÉ
EN TANT QU'EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
LEIF CAMPO

SEPTEMBRE 2007

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Au terme de mon mémoire de maîtrise, je tiens à remercier les différentes personnes qui m'ont soutenu tout au long de la maîtrise.

Je tiens à remercier tout d'abord mon directeur Nuno Machado, professeur au département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQÀM et chercheur au centre GEOTOP UQÀM-McGill. J'aimerais également remercier ma co-directrice Delminda Moura ainsi que Cristina Veiga-Pires, professeurs et chercheurs à l'Université de l'Algarve, pour leur inestimable et essentiel support académique, logistique et financier lors de mes séjours au Portugal.

Également, je voudrais remercier Bassam Ghaleb ainsi que Claude Hillaire-Marcel, chercheurs au centre GEOTOP UQÀM-McGill. Il m'a été un grand privilège de pouvoir apprendre et travailler avec des chercheurs d'une si grande expertise dans le domaine de la géochimie isotopique.

Enfin, j'aimerais également remercier Luis Albardeiro, étudiant gradué de l'Université de l'Algarve, pour sa coopération au projet ainsi que son grand apport lors de la campagne d'échantillonnage réalisée en 2004.

TABLE DES MATIÈRES

<i>Liste des figures.....</i>	v
<i>Liste des tableaux.....</i>	vii
<i>Résumé.....</i>	viii
<i>Introduction.....</i>	1
 Chapitre I	
<i>Cadre géologique</i>	
1.1 Localisation et description géologique de la région.....	4
1.2 Description de la séquence sédimentaire du secteur.....	5
1.3 Concepts généraux de morphologie littorale.....	10
1.4 Systématique des plate-formes étudiées dans le secteur.....	12
 Chapitre II	
<i>La datation par les déséquilibres radioactifs dans les séries de l'uranium et du thorium</i>	
2.1 Les séries de l'uranium et du thorium.....	14
2.1.1 Les familles radioactives des actinides.....	14
2.1.2 Les teneurs en uranium et en thorium dans les carbonates.....	15
2.1.3 Les déséquilibres et les fractionnements dans les chaînes radioactives.....	15
2.2 La méthode de datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	18
2.3 Méthodologie analytique	
2.3.1 Nettoyage des échantillons.....	20
2.3.2 Séparation et extraction chimique : le traceur.....	20
2.3.3 Séparation et extraction chimique : dissolution de l'échantillon et séparation de l'U et du Th.....	21
2.3.4 Séparation et extraction chimique : préparation des échantillons pour l'analyse par spectrométrie de masse.....	21
2.3.5 Spectromètre de masse à ionisation thermique.....	22
2.3.5.1 Historique et principe de fonctionnement.....	22
2.3.5.2 Les différents constituants du TIMS.....	24

Chapitre III

Présentation des résultats

3.1 Présentation de l'ensemble des résultats.....	28
3.2 Variations de la concentration en ^{238}U	28
3.3 Variation de la concentration en ^{232}Th	32
3.4 Variation du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	32
3.5 Variation du rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	33

Chapitre IV

Discussion

4.1 Variation et distribution des concentrations en ^{238}U et ^{232}Th	34
4.2 Variation et distribution des rapports isotopiques $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	36
4.3 Modélisation du flux d'uranium diagénétique.....	40
4.4 Discussion sur les âges obtenus.....	43
4.5 Bilan et recommandations pour des travaux futurs.....	46

<i>Conclusions</i>	48
--------------------------	----

<i>Références</i>	49
-------------------------	----

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Carte géologique de l'Algarve (Portugal) et localisation de la zone étudiée	4
1.2	Photo aérienne du secteur d'étude	5
1.3	Colonne stratigraphique du secteur étudié	8
1.4	Disposition théorique d'une plate-forme marine et de sa terrasse construite	11
1.5	Systématique des plate-formes établie par Albardeiro (2004)	13
2.1	Schémas explicatifs du déséquilibre $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	16
2.2	Applications chronologiques des déséquilibres radioactifs	17
2.3	Abaque présentant l'évolution du chronomètre $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	19

2.4	Schéma simplifié d'un spectromètre de masse à ionisation thermique (TIMS)	24
2.5	Schéma résumant le principe du détecteur de type Daly	27
3.1	Distribution des rapports d'activité des 20 échantillons analysés selon leur appartenance aux différentes plateformes	30
3.2	Distribution des concentrations en ^{238}U et ^{232}Th des 20 échantillons analysés selon leur appartenance aux différentes plateformes	31
4.1	Distribution de la concentration en ^{238}U (ppb) vs. les plateformes correspondantes.	35
4.2	Distribution du rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. les plateformes correspondantes.	37
4.3	Distribution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. le rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ pour l'ensemble des échantillons	38
4.4	Distribution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. la concentration en ^{238}U (ppb)	39
4.5	Distribution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. $1/^{238}\text{U}$ (ppb)	41
4.6	Distribution du pourcentage d'uranium diagénétique vs. les plateformes correspondantes	44
4.7	Distribution du rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. ^{238}U diagénétique	45

LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
3.1	Résultats des analyses effectuées sur des <i>Balanus</i> provenant d'une série de plateformes marines au sud du Portugal	29
4.1	Fraction de ^{238}U marin et diagénétique pour chaque échantillon	42
4.2	Comparaison entre les résultats obtenus avec la méthode U-Th et les âges proposés par Albardeiro (2004)	46

RÉSUMÉ

De nombreuses études de datation ont été réalisées dans le passé afin d'obtenir de plus amples connaissances sur les formations géologiques côtières de la Méditerranée. Cependant, il arrive souvent que les limites propres aux méthodes de datation ne permettent pas d'obtenir des résultats acceptables. Dans une nouvelle tentative d'obtenir des plus amples connaissances, une série de 20 échantillons prélevés sur des plateformes marines de la région côtière de l'Algarve (sud du Portugal) ont été analysés par la méthode de datation U – Th. Puisqu'il est très difficile de trouver des coraux dans la région, nous avons effectué ces analyses sur des *Balanus*, un fossile qui a très peu été utilisé jusqu'à maintenant. L'analyse des résultats semble démontrer que le système isotopique a été ouvert pour les raisons suivantes : une augmentation de la concentration en ^{238}U avec l'âge des échantillons, et une évolution anormale du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ de plusieurs échantillons. Suite à l'analyse de la distribution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ Vs. la concentration en ^{238}U , il a été possible d'établir un modèle de mélange isotopique avec une limite inférieure. Une estimation des proportions des fractions d'uranium marin et diagénétique a été proposée, ce qui nous a permis de poser comme hypothèse que la source d'uranium est demeurée constante depuis la mort de l'individu. Il est alors possible que l'uranium diagénétique soit provenu en partie de la dissolution des roches carbonatées du Miocène ayant servi de substrat aux *Balanus*, ce qui aurait pu avoir comme effet de tendre les valeurs des rapports isotopiques vers l'équilibre séculaire. Seul trois échantillons ont fourni des âges finis, le reste des résultats étant hors-âge. Il nous est donc permis d'affirmer que la méthode de datation U-Th est difficilement applicable sur des *Balanus* puisque le système isotopique semble demeurer ouvert longtemps après la mort de l'individu. L'absence de matériel propice aux méthodes actuelles de datation font en sorte que bien des études devront continuer à se baser sur diverses observations sur le terrain afin de mieux comprendre la géologie étudiée.

Mots clés : *Balanus*, datation, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, plateforme, isotopique, uranium.

INTRODUCTION

Située au sud du Portugal, la région côtière rocheuse de l'Algarve est caractérisée à l'Ouest par une série de plate-formes d'abrasion émergées suite aux changements du niveau marin engendrés par l'alternance entre des épisodes glaciaires et interglaciaires, ainsi que par un soulèvement causé par des contraintes tectoniques, la région du sud de la Péninsule Ibérique étant située aux limites entre les plaques de l'Afrique et de l'Eurasie (Zazo et al., 1999). Ces plate-formes littorales sont principalement le résultat de l'abrasion par les vagues (Trenhaile, 1987, 2002) ou, selon quelques investigateurs, les vagues ont le seul effet de remobiliser les résidus de la météorisation (Stephenson and Kirk, 2000a,b, 2001). Dans tous les cas, les plate-formes littorales traduisent le travail de la mer, et, dans la côte rocheuse de l'Algarve l'existence de plusieurs niveaux de plate-formes traduit une morphologie côtière héritée des anciens niveaux marins plus hauts que l'actuel. Ces plate-formes peuvent alors être un indicateur des variations du niveau marin qui s'est produit pendant le Quaternaire. En effet, plusieurs auteurs affirment qu'au cours du Pléistocène Supérieur, le niveau relatif marin était plus élevé que l'actuel au moins pendant le stade isotopique marin 5e ainsi que pendant le 11 (Bard et al., 1990).

Plusieurs études ont été réalisées dans le but d'établir une corrélation entre chaque niveau de terrasses ou de plate-formes soulevés et sa période interglaciaire correspondante. Il est très difficile d'y arriver en ne se basant que sur des observations morphostratigraphiques. Bien souvent, le seul moyen d'établir une séquence valable repose sur la datation de fossiles se retrouvant sur les terrasses ou les plate-formes. Cependant, le matériel apte à une datation procurant des résultats acceptables est souvent très limité, et dans certains cas même inexistant (McLaren et Rowe, 1996). Dans certains cas, la présence de coraux a permis d'établir une chronologie acceptable à une séquence de terrasses ou de plate-formes, mais dans la plupart des cas, les datations ont été effectuées avec des

mollusques et se sont avérées imprécises (Kaufman et al., 1996). En effet, plusieurs recherches semblent démontrer que les résultats obtenus par la méthode de datation U-Th, appliquée aux mollusques, ne s'avère acceptable que si l'une des trois conditions suivantes sont réunies : (1) une cimentation rapide des sédiments en place (Hillaire-Marcel et al., 1996), (2) suite à cette cimentation, un climat aride doit limiter le flux interstitiel d'uranium à des quantités négligeables (Ortlieb et al., 1992) et/ou (3) s'il s'agit d'un milieu réducteur (Ortlieb et al., 1992).

L'utilisation de *Balanus* à des fins de datation relative ou absolue s'est fait jusqu'à maintenant de façon très sporadique. Il est donc plutôt rare de retrouver dans la littérature des données se rapportant à l'utilisation de *Balanus* afin de mesurer les variations du niveau marin, et encore moins afin de dater des terrasses ou des plate-formes d'abrasion. Il existe tout de même quelques exemples de l'emploi de *Balanus* :

- À Marseille (France), des individus de *Balanus* préservés sur les parois du quai de l'ancien port romain ont été employés afin de déterminer avec précision la hauteur du niveau marin de l'époque (Pirazzoli et Thommeret, 1973; Guéry et al., 1981).
- En Alaska, Plafker et Savage ont employé des alignements de *Balanus* afin de mesurer le déplacement vertical de la ligne de rivage lors de l'important tremblement de terre de 1960 (Wyss, 1978).
- Des plages fossiles dans la côte de Makran (Iran) ont été datées par la méthode du ^{14}C en employant des *Balanus* dans des lits de coquillages émergés (Page et al., 1979). Des travaux semblables ont été effectués dans la péninsule Izu (Japon) (Ishibashi et al., 1979).
- Une étude a également été effectuée dans les îles Ryukyu (Japon) en se servant de datations ^{14}C de *Balanus* afin d'étudier les variations relatives du niveau marin (Pirazzoli et al., 1985).

La pénurie d'information chronologique sur les plate-formes littorales ainsi que de matériel pouvant fournir des âges représentatifs sont donc à l'origine de cette étude. En employant la méthode de datation U -Th sur des échantillons de *Balanus*, nous avons tenté d'établir une chronologie de la séquence de plate-formes retrouvées dans la région afin de les corréler aux différents stades isotopiques.

CHAPITRE I

CADRE GÉOLOGIQUE

1.1 Localisation et description géologique de la région étudiée

La région étudiée est située le long de la côte dans le secteur central de l'Algarve, entre la Plage de Galé et la Plage de St-Rafael, une distance de 3.5 km (fig. 1.1 et 1.2).

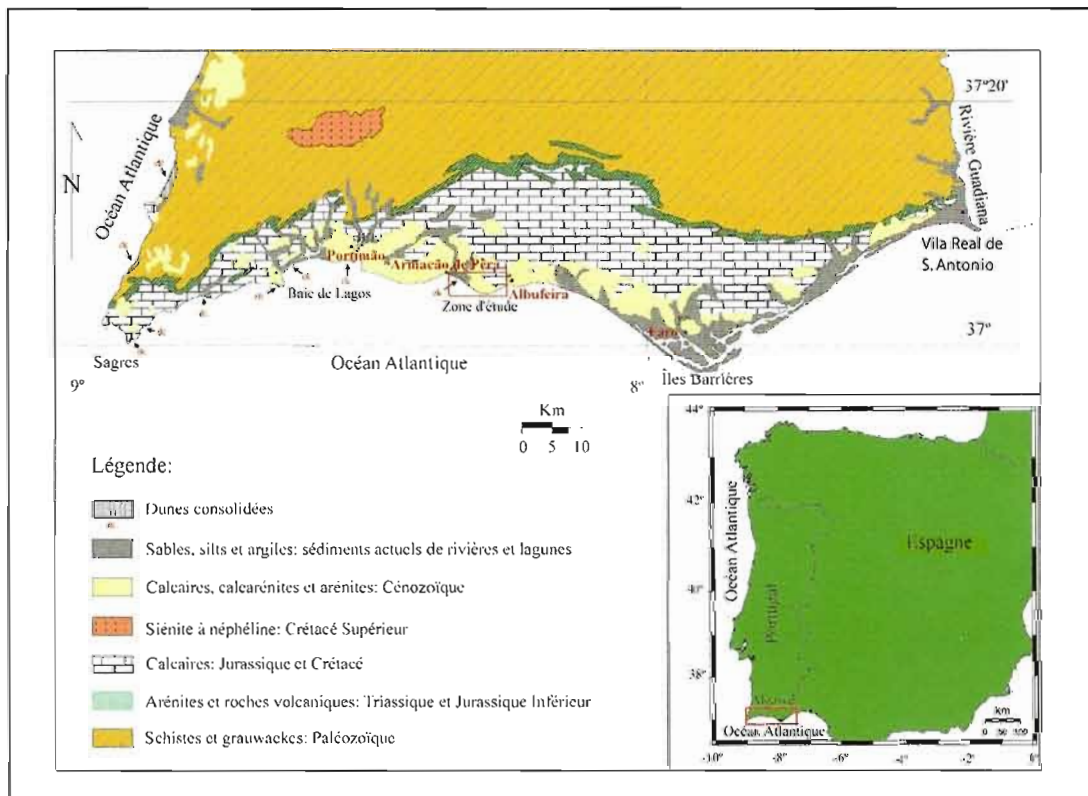


Figure 1.1 : Localisation de région étudiée. Elle est située à l'extrême sud-ouest de la Péninsule Ibérique, soit dans la région de l'Algarve, Portugal (modifié d'Albardeiro 2004 et Oliveira et al. 1994).

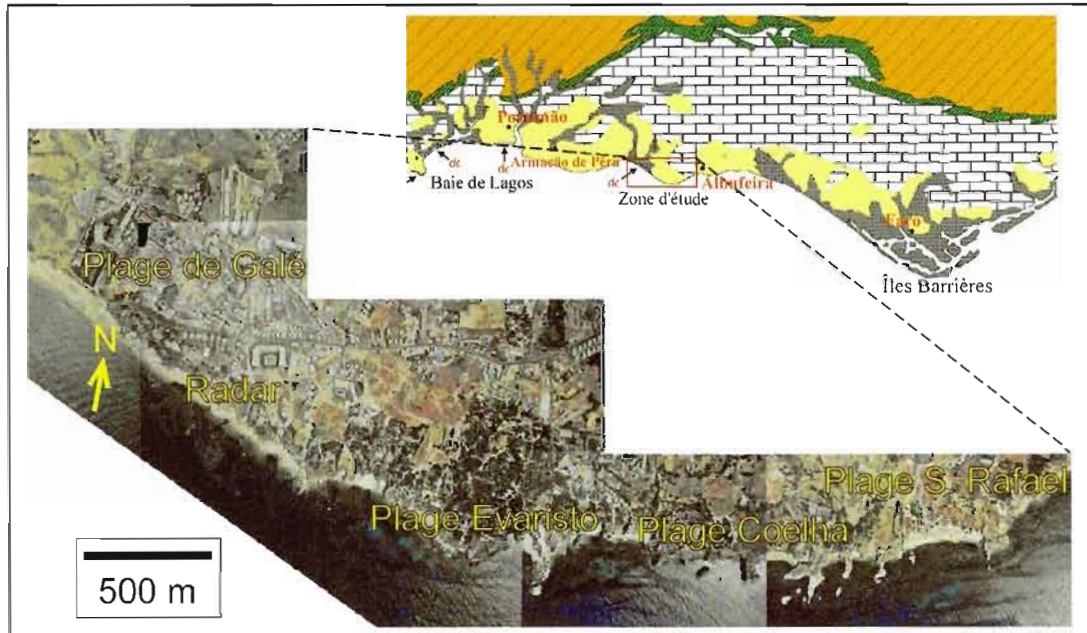


Figure 1.2 : Photo aérienne du secteur d'étude (modifié d'Albardeiro, 2004).

La région côtière de l'Algarve central est dominée par des formations cénozoïques déposées en discordance sur des séquences carbonatées jurassiques et crétacées. Les roches cénozoïques ont été déposées sur une plate-forme continentale d'âge Miocène et ont été distribuées en deux formations: celle de Lagos-Portimão et celle de Cacela (Rocha et al., 1989 et Ribeiro et al., 1979). La première comprend principalement des biocalcarénites, des calcaires et des grès et forme le substratum des plate-formes d'érosion étudiées (Albardeiro, 2004). Les dépôts du Pliocène et du Pléistocène sont cartographiés ensemble dans la région d'intérêt et on utilise la désignation de dépôts plio-pléistocènes. Ces dépôts comprennent surtout des sables moyens à grossiers, parfois feldspathiques, déposés dans une plate-forme continental de faible profondeur (Albardeiro, 2004).

1.2 Description de la séquence sédimentaire du secteur

La séquence sédimentaire que l'on retrouve dans la zone d'étude fait partie de la Formation de Lagos-Portimão. Elle est essentiellement carbonatée, ses faciès

variant entre des calcaires cristallins et des siltstones carbonatés. Les nombreux fossiles que l'on y retrouve sont un indicateur d'un milieu de sédimentation marin de faible profondeur. La direction des unités datant du Miocène varie entre 55° et 102° avec une plongée moyenne de 7° vers l'Est (Albardeiro, 2004).

La figure 1.3 (modifiée de Albardeiro, 2004) représente la colonne lithostratigraphique du secteur. Les unités sur lesquelles des *Balanus* ont été observés à la surface sont marquées par la lettre B. Voici une description plus détaillée des différentes unités représentées suivant leur numérotation respective indiquée (Albardeiro, 2004) :

Unité 1 : Grès rougeâtres d'une granulométrie moyenne à fine et contenant des cailloux de quartz arrondis du Pliocène Supérieur (Moura, 1998). Ils peuvent être observés dans les zones les plus près de la côte, surtout à l'Ouest du secteur entre la plage de Galé et la zone du Radar, ainsi qu'à la plage d'Evaristo. Ils peuvent également être observés à l'Est à partir de la Ponta Grande, faisant une grande extension vers la plage de S. Rafael.

Unité 2 : Calcarénites avec des concrétions carbonatées très caractéristiques dans les zones superficielles. Des petits affleurements de cette unité peuvent être observés dans l'ensemble de la région étudiée.

Unité 3 : Grès jaunâtres de granulométrie fine, présentant des variations latérales et verticales de faciès silteux et calcarénitiques. Il s'agit de l'unité la moins présente dans le secteur.

Unité 4 : Calcarénites présentant une variation latérale tendant vers des calcaires compacts. Cette unité présente des structures karstiques bien développées. En plus des coquillages de balanes, on y retrouve de nombreux fragments de coquillages de pectinidés (surtout de *Chlamys scabriuscula*), de rhodophycées et d'oursins. Cette unité peut être observée dans l'ensemble du secteur.

Unité 5 : Siltstones jaunâtres présentant des indices de bioturbation. Mis à part les balanes, cette unité contient peu de fossiles. On y retrouve des fragments de coraux et d'algues fossilisées dans la partie supérieure.

Unité 6 : Calcaires jaunâtres très compacts et riches en fragments de pectinidés, d'oursins et de balanes. Cette mince unité présente des cavités karstiques et affleure à partir de la zone du Radar, après la plage de Galé, et demeure continue tout le long du secteur du travail.

Unité 7 : Grès carbonatés présentant des fragments de pectinidés, d'oursins et de balanes. On y retrouve également beaucoup de fragments anguleux de coquillages. Malgré sa faible épaisseur, cette unité peut être observée tout le long de la zone d'étude.

Unité 8 : Calcaires cristallins micritiques et très compacts ayant un contenu fossile de pectinidés, d'échinodermes et de balanes. Il s'agit d'une des unités des plus représentatives et présente une bonne continuité tout au long de la zone d'étude.

Unité 9 : Calcarénites de couleur jaunâtre possédant des fragments de coquillages de plusieurs espèces animales.

Unité 10 : Calcaires cristallins compacts présentant des variations de faciès plus terrigènes tant verticalement qu'horizontalement. On y retrouve certains niveaux contenant des fragments d'oursins et de bryozoaires.

Unité 11 : Siltstones carbonatés jaunâtres montrant des zones d'érosion ovales vers le contact supérieur et qui sont remplies de matériel silteux et de fragments de coquillages.

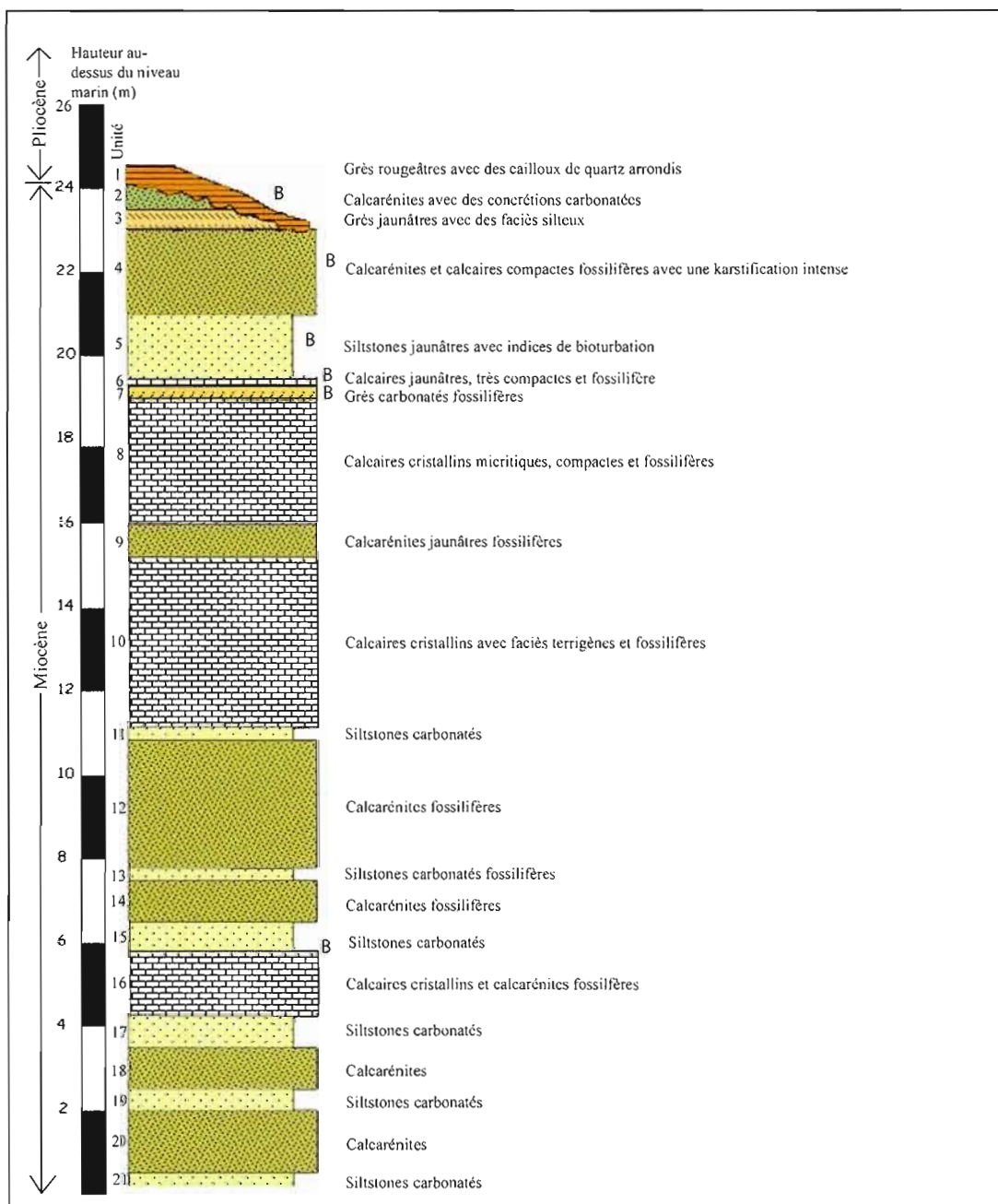


Figure 1.3 : Colonne stratigraphique du secteur étudié. Les unités sur lesquelles des Balanus ont été observés à la surface sont marquées par la lettre B (modifié d'Albardeiro, 2004).

Unité 12 : Calcarénites compactes avec des nombreux fragments de coquillages, de concrétions carbonatées ainsi que quelques cailloux sub-arrondis.

Unité 13 : Siltstones carbonatés jaunâtres riches en fragments de coquillages de bivalves et d'oursins.

Unité 14 : Calcarénites ayant un grand contenu de fossiles remaniés.

Unité 15 : Siltstones carbonatés présentant des fines lamelles bien préservées avec une variation latérale de faciès plus carbonaté. Cette unité présente également des structures karstiques inférieures à un mètre ainsi que des trous de lithophage. On y retrouve des fragments de coquillages principalement vers la base de l'unité.

Unité 16 : Calcaires cristallins et calcarénites très compactes. On y retrouve beaucoup de pectinidés ainsi que des trous de lithophage.

Unité 17 : Siltstones carbonatés montrant des indices de bioturbation et possédant des fragments de coquillages.

Unité 18 : Calcarénites possédant beaucoup de tubes de serpulidés, quelques gastéropodes ainsi que des cavités remplies d'argile.

Unité 19 : Siltstones carbonatés de couleur blanchâtre, similaires aux précédents.

Unité 20 : Calcarénites présentant des caractéristiques similaires à l'unité 18.

Unité 21 : Siltstones carbonatés de couleur blanchâtre présentant des caractéristiques similaires à l'unité 19.

1.3 Concepts généraux de morphologie littorale

Le contact entre la terre et la mer n'est pas une ligne, mais toute une surface comprenant :

- a) L'estran : espace délimité par la différence du niveau de la mer lors des hautes et des basses marées (marnage). En moyenne, des marnages de 2 à 3 m sont observés sur les côtes Atlantiques Européennes tandis que cette valeur tombe à quelques centimètres en moyenne dans une mer fermée comme la Méditerranée (Derruau, 1988).
- b) Une partie du littoral supérieure à la laisse de la haute mer, mais étant directement influencée par l'action des eaux marines : ce sont les falaises et les espaces atteints par les embruns.
- c) Une partie toujours immergée, mais qui appartient au domaine littoral en raison du travail de la vague qui se brise.

Les transgressions et les régressions marines pendant le Quaternaire sont la preuve qu'une côte n'est pas fixe. Elle correspond plutôt à une position momentanée de la ligne de rivage, qui peut avoir laissé vers la mer ou vers la terre des traces d'une position plus ancienne.

La classification des côtes marines par ses formes littorales est principalement liée à l'action de la mer. Ces formes littorales peuvent être regroupées en 4 grands ensembles : les falaises et les plates-formes rocheuses; les plages et les dunes littorales; les estuaires, marais et deltas; les édifications coralliennes. Le premier groupe est caractérisé par une action d'érosion, tandis que les trois autres groupes sont caractérisés par une accumulation et/ou une construction. Selon la définition classique, *une falaise est un ressaut dépourvu d'une couverture végétale, de hauteur très variable et en forte pente variant environ entre 15° et la verticale ou le surplomb* (Guilcher, 1954). Une falaise est souvent précédée à son pied par un estran rocheux de pente beaucoup plus faible nommé plate-forme d'abrasion. La théorie classique de la formation d'une falaise repose sur l'action

unique de l'érosion mécanique par la vague. Cependant, des récentes recherches démontrent que d'autres processus s'additionnent à l'érosion mécanique et que le recul de la falaise est très inégal selon le type de matériel (Trenhaile, 2002)

Bien que l'origine de la plate-forme en avant de la falaise soit l'objet de discussions, la géomorphologie classique l'attribue essentiellement à l'action mécanique des vagues, d'où le nom de plate-forme d'abrasion. Le déferlement serait d'une part à l'origine de l'extension de la plate-forme par le recul de la falaise. D'autre part, l'action des vagues sur le fond continuerait à éroder la plate-forme sur toute son étendue. Les vagues seraient aussi un agent de remaniement et de transport au fond, et les matériaux mobilisés formeraient en avant de la plate-forme une terrasse sous-marine construite (fig. 1.4). Cette dernière serait disposée en profil d'équilibre avec la plate-forme, c'est-à-dire selon une pente telle que le travail des vagues soit juste suffisant pour transporter les débris arrachés à la falaise. La plate-forme ainsi déterminée serait susceptible d'une extension indéfinie, et cette

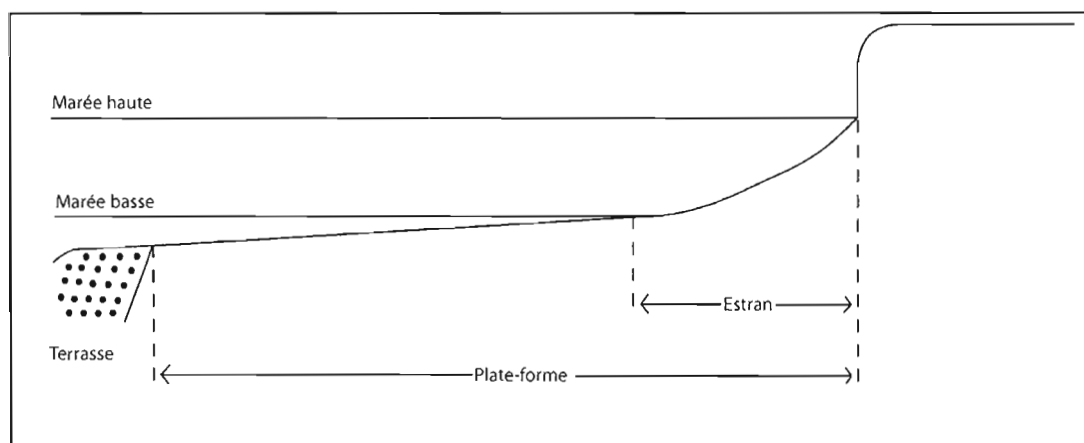


Figure 1.4 : Disposition théorique d'une plate-forme marine et de sa terrasse construite (modifié de Derruau, 1988).

extension serait sensiblement plus rapide que la progression d'un cycle subaérien puisque tout ralentissement dans le recul de la falaise se traduirait par une diminution de l'alimentation des vagues en débris, donc par une augmentation du

pouvoir d'érosion des vagues sur le fond. Elles approfondiraient ainsi la plate-forme, se freineraient d'autant moins, pouvant attaquer la falaise avec une force qui accentuerait le recul (Derruau, 1988).

Ces explications théoriques viennent se heurter à des phénomènes extrêmement complexes tel l'action des courants côtiers qui peuvent emporter ou apporter des sédiments et fausser le schéma du transport sur la surface de la plate-forme. D'autre part, les progrès réalisés par les dernières études ont démontré que la répartition des fonds rocheux et des débris meubles sédimentés sont beaucoup plus complexes que le voulait la théorie classique (Trenhaile, 2002).

1.4 Systématique des plate-formes étudiées dans le secteur

Les études de cartographie des plates-formes d'abrasion marine ont conduit Albardeiro (2004) à proposer que les treize plate-formes identifiées (fig. 1.5) ont été formées pendant quatre stades de variation du niveau de la mer comme suit: a) le plus ancien correspondrait à la plate-forme P0 et serait d'âge pliocène ou du moins précéderait le stade isotopique marin 11 (approximativement 400 ka); b) le deuxième stade correspondrait aux plate-formes P1, P2, P3a et P3b et serait associé au stade isotopique 11; c) les plate-formes P4a, P4b, P4c, P5, P6 et P7 auraient été formées pendant le dernier interglaciaire correspondant au sub-stade isotopique 5e (~125 ka); d) enfin, les plate-formes P11, P12 et P13 auraient été formées pendant l'Holocène. En ce qui concerne les plate-formes P8, P9 et P10, il n'est pas clair si elles auraient été formées lors du sub-stade isotopique 5e ou lors de l'Holocène. La découverte de fossiles de *Balanus* par Albardeiro (2004) dans les plate-formes nous a incité à utiliser la méthode U-Th pour évaluer la possibilité de dater l'âge de formation des plate-formes et ainsi de mieux comprendre les variations récentes du niveau de la mer le long de la côte de l'Algarve et par conséquent dans la région côtière sud de la Péninsule Ibérique. Nous utiliserons dans ce travail la systématique des plate-formes établie par Albardeiro (2004).

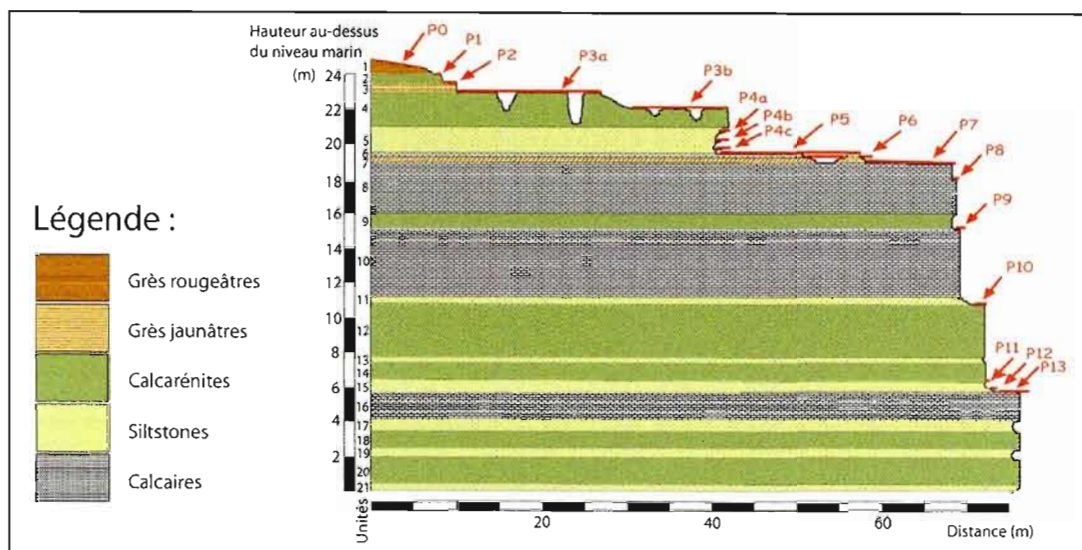


Figure 1.5 : Systématique des plate-formes établie par Albardeiro (2004).

CHAPITRE II

LA DATATION PAR LES DÉSÉQUILIBRES RADIOACTIFS DANS LES SÉRIES DE L'URANIUM ET DU THORIUM

2.1 Les séries de l'uranium et du thorium

Les éléments radioactifs ou radionucléides, sont présents dans l'environnement. La plupart d'entre eux sont naturels (U, Th, Ra, Rn) alors que d'autres sont artificiels (Tc, Pu, Np, Am). Dans certains cas, les éléments naturels peuvent être utilisés comme des indicateurs radiochronologiques, permettant ainsi de dater des roches ou des eaux naturelles.

L'uranium et le thorium sont les deux éléments radioactifs utilisés par la méthode de datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Ils font partie de la série des actinides ($Z > 87$) et appartiennent tous deux à la même famille radioactive. Leurs propriétés géochimiques différentes entraînent des déséquilibres radioactifs au sein même de la famille. La méthode de datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ s'appuie sur ces déséquilibres afin de déterminer l'âge de divers objets naturels jusqu'à environ 500 000 ans.

2.1.1 Les familles radioactives des actinides

Les radioéléments naturels des actinides peuvent être répartis en trois familles : celles de l'uranium 238, de l'uranium 235 et du thorium 232. Une famille radioactive représente une succession de désintégrations radioactives. A l'origine de la famille, l'élément père, de longue demi-vie, se désintègre en un élément fils, lui-même radioactif, qui se désintègre en un autre élément radioactif, et ainsi de suite.

La filiation radioactive s'achève lorsque l'on obtient un élément ou un isotope stable (respectivement le ^{206}Pb , le ^{207}Pb et le ^{208}Pb).

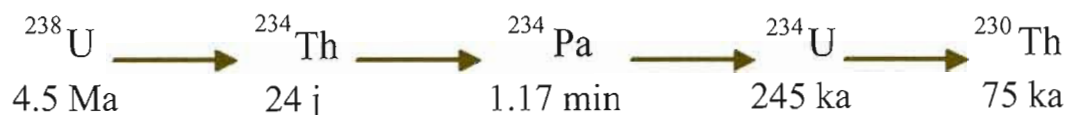
2.1.2 Les teneurs en uranium et en thorium dans les carbonates

Les carbonates biogéniques comme ceux qui forment les coraux montrent des teneurs en uranium relativement constantes de l'ordre de 3 ppb alors que les autres carbonates biogéniques, comme ceux des coquilles de gastéropodes et des mollusques, présentent des quantités très variables d'uranium (Kaufman *et al.*, 1971 et 1996). La matière organique semblerait jouer un rôle dans la teneur en uranium du carbonate (tendances observées entre les acides aminés et la teneur en uranium), mais pour l'instant aucune étude n'a pu clairement démontrer cette corrélation.

Dans le cas des carbonates quimiogéniques et détritiques comme ceux composant les spéléothèmes, la présence d'uranium provient à la fois de l'adsorption de l'uranium en milieu réduit et de l'uranium présent en solution dans les eaux d'infiltration. Dans les spéléothèmes, la teneur en uranium est globalement faible puisqu'on y retrouve peu de matière organique, étant comprise en général entre 0,005 et 5 ppm (Harmon *et al.*, 1975).

2.1.3 Les déséquilibres et les fractionnements dans les chaînes radioactives

L'absence d'équilibre isotopique au sein d'une même famille est à la base de la datation de systèmes récents par la méthode des déséquilibres radioactifs. Dans la famille de l'uranium 238, il peut exister des déséquilibres entre le ^{234}U et le ^{238}U et le ^{230}Th et le ^{238}U . Le ^{234}U et le ^{238}U ont des propriétés chimiques très semblables et une très faible différence de masse. De plus ils sont séparés par des radio-isotopes de très courtes demi-vies :



Cependant, on détecte fréquemment un enrichissement en ${}^{234}\text{U}$ dans les eaux naturelles; les eaux de surface et souterraines ont alors un rapport d'activité ${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ supérieur à 1 (Ivanovich et Harmon, 1992). Les carbonates de calcium qui précipitent à partir des eaux océaniques ou des eaux de surface infiltrées dans le sol possèdent donc aussi un rapport d'activité ${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U} > 1$. Plusieurs hypothèses sont émises pour comprendre le lessivage préférentiel de l'uranium 234 par les solutions aqueuses (fig. 2.1):

- A - L'effet de recul : permet l'expulsion du ${}^{234}\text{Th}$ dans l'eau environnante qui se désintègre par la suite en ${}^{234}\text{U}$.
- B - L'altération des traces de recul peut augmenter la porosité d'un grain à sa périphérie et rendre ainsi les sites d'uranium plus vulnérables à l'altération.
- C - Le passage d'un état d'oxydation +IV à +VI (forme plus soluble) par arrachage d'électrons périphériques.

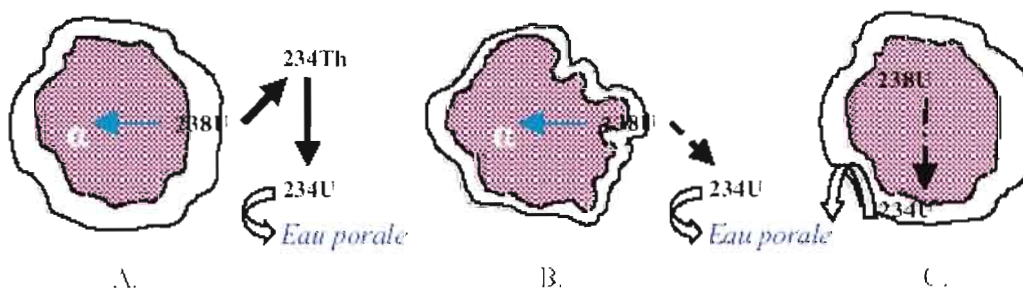


Figure 2.1 : Schémas explicatifs du déséquilibre ${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$.

L'altération engendre par conséquent un excès de ${}^{234}\text{U}$ consécutif au lessivage des matériaux. Ainsi, le ${}^{230}\text{Th}$ produit à la fois par la désintégration du ${}^{234}\text{U}$ en excès et du ${}^{234}\text{U}$ en équilibre séculaire avec le ${}^{238}\text{U}$ va à son tour se retrouver en déséquilibre par rapport au ${}^{238}\text{U}$.

Les déséquilibres U -Th présentent diverses applications géochronologiques :

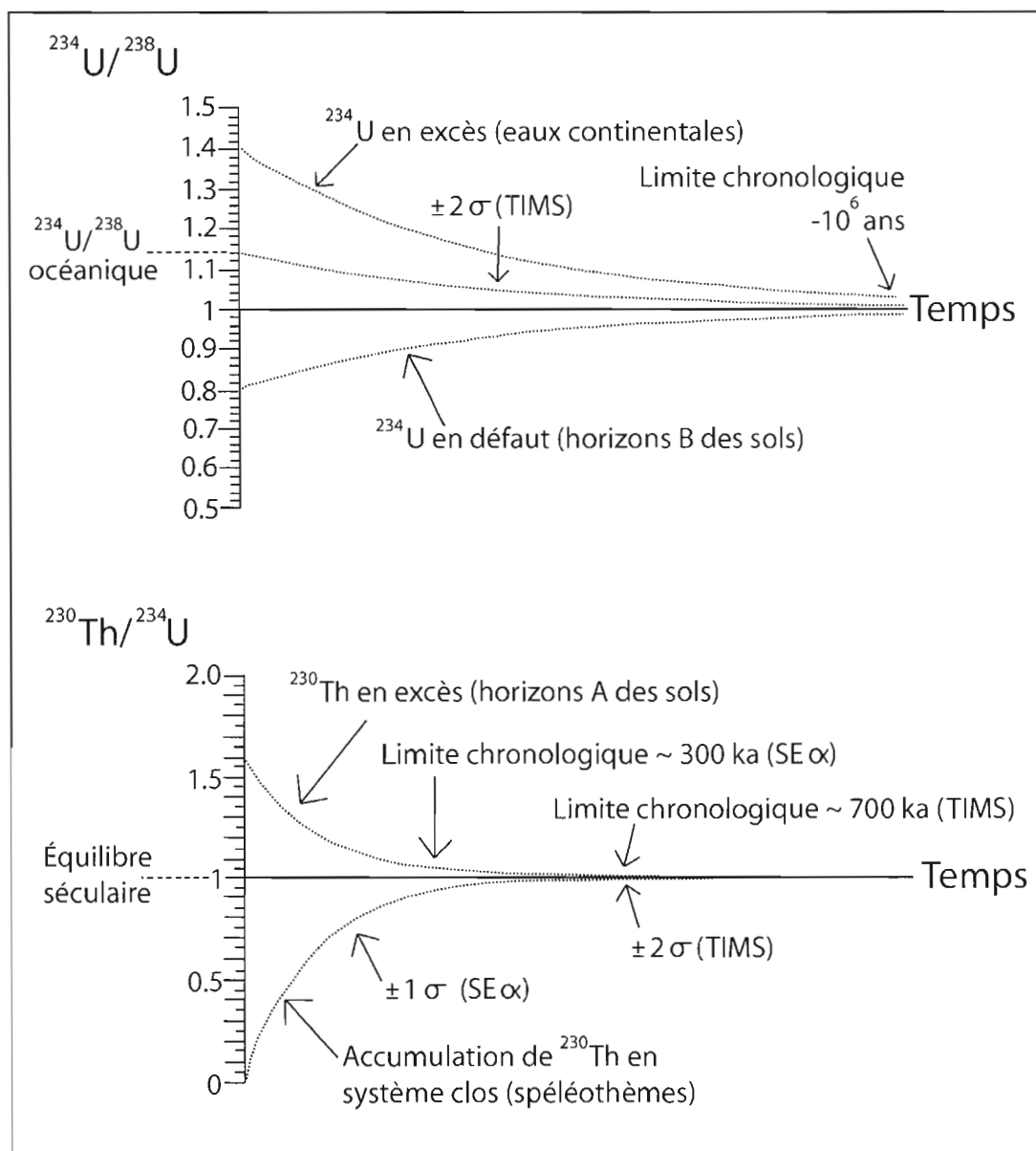


Figure 2.2 : Exemples de courbes de croissance des rapports d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ en fonction du temps pour différents environnements et circonstances (adapté de Ivanovich et Harmon, 1992).

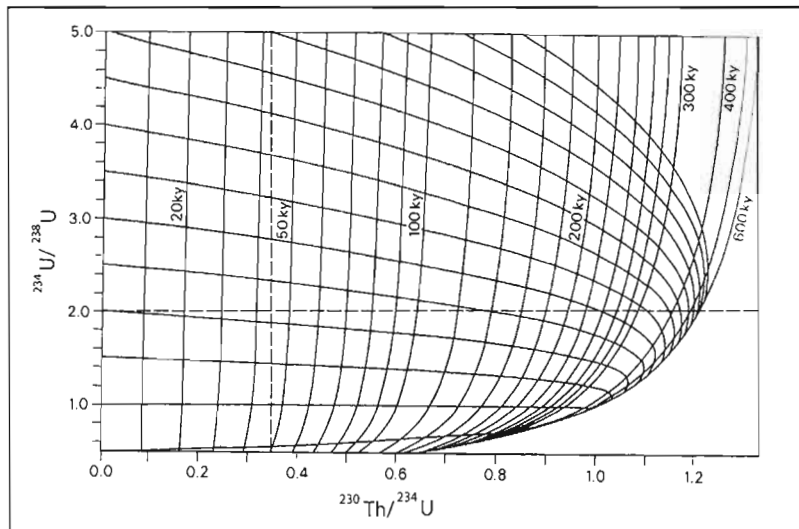
2.2 La méthode de datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

L'application de cette méthode a été réalisée pour la première fois par Barnes, Lang et Potratz en 1956 sur des récifs coralliens (Ivanovich et Harmon, 1992). Le thorium étant très peu soluble, il s'adsorbe donc facilement sur les minéraux. De ce fait il est très peu présent dans les eaux, contrairement à l'uranium. Dans le cas d'un système chimiquement clos et où la cristallisation du carbonate se fait à partir d'une solution aqueuse contenant uniquement de l'uranium en solution, le précipité est alors dépourvu de thorium ; au moment de la cristallisation, à $t = 0$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = 0$ («*daughter deficiency method*»). Le ^{230}Th est alors largement déficient par rapport à son père le ^{234}U . Le rapport d'activité père/fils augmente donc avec le temps jusqu'à atteindre la valeur limite = 1, ce qui signifie que le père et le fils sont en équilibre. L'équilibre est établi en ~ 500 000 ans (limite d'âge de cette méthode). Le rapport $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ permet de dater l'objet étudié, en mesurant la production de ^{230}Th par la désintégration du ^{234}U . Cependant, il est rare que le ^{234}U et le ^{238}U soient à l'équilibre séculaire dans les eaux naturelles, il faut donc prendre en compte le ^{230}Th provenant du ^{234}U en excès par rapport au ^{238}U . L'équation suivante permet de déterminer l'âge de l'échantillon (Ivanovich et Harmon, 1992) :

$$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = (^{238}\text{U}/^{234}\text{U}) \times (1 - e^{-(\lambda_{230})t}) + [\lambda_{230}/(\lambda_{230} - \lambda_{234})] \times (1 - (^{238}\text{U}/^{234}\text{U})) \times (1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t})$$

où : λ représente une constante de proportionnalité appelée constante de désintégration
 t représente le temps

S'appuyant sur l'équation précédente, un abaque présentant l'évolution du chronomètre $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ à été conçu (Ivanovich et Harmon, 1992) :



Exemple
d'application :

$$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = 0,345$$

$$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,2$$



Age \approx 45 ka

Figure 2.3 : Abaque présentant l'évolution du chronomètre $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, s'appuyant sur l'équation présentée dans le texte (modifié de Ivanovich et Harmon, 1992).

La méthode de datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ peut s'appliquer à tout système carbonaté fermé. Néanmoins les objets géologiques renferment souvent une fraction détritique, et donc du ^{232}Th et du ^{230}Th . La précipitation de minéraux authigènes peut piéger une certaine quantité de ^{230}Th . Cela provoque ainsi un vieillissement apparent de l'échantillon. Dans ce cas, il est important d'estimer la partie détritique présente et d'en corriger l'âge. Pour cela, on utilise le ^{232}Th comme un traceur de la contamination détritique. La correction d'âge s'appuie sur les rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ et $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ de la phase détritique. Une correction est estimée nécessaire lorsque le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ d'un échantillon est inférieur à 20 (Bischoff et Fitzpatrick, 1991).

Les âges U-Th obtenus par cette méthode sont considérés équivalents aux âges calendaires (Bard *et al.*, 1990), du fait d'une bonne correspondance entre les âges U-Th des coraux et les enregistrements dendrochronologiques. La méthode de datation par les séries de l'uranium présente donc plusieurs avantages, notamment par rapport à la méthode de datation au ^{14}C : elle permet d'obtenir des âges calendaires, de dater des échantillons jusqu'à $\sim 500\,000$ ans, et permet d'éviter les

problèmes de "carbone mort" associés à la datation au radiocarbone sur les carbonates.

2.3 Méthodologie analytique

2.3.1 Nettoyage des échantillons

Avant toute étape de séparation et extraction chimique, tous les échantillons sont minutieusement nettoyés mécaniquement à l'aide d'une micro scie et d'une perceuse afin d'extraire le matériel détritique cimenté sur les parois du test des Balanus. Chaque individu est traité individuellement afin d'éviter un mélange, sauf dans le cas où il est certain que plusieurs individus sont d'une même génération.

2.3.2 Traçage isotopique de l'uranium et du thorium

L'extraction chimique de l'uranium et du thorium n'étant pas efficace à 100%, on utilise un traceur (*spike*) que l'on introduit, en quantité connue, dans l'échantillon afin d'estimer le rendement de l'extraction chimique. Le traceur permet également de déterminer la quantité absolue de chaque élément. Le traceur est un isotope artificiel de composition connue. Les isotopes ^{229}Th et ^{236}U sont utilisés comme traceurs, avec des demi-vies respectives de 6 ka et 70 ka. Contrairement au spectromètre alpha, le spectromètre de masse à ionisation thermique (TIMS) ne permet pas l'utilisation d'autres traceurs isotopiques car leurs périodes de décroissance radioactive sont trop courtes (^{232}U , ^{228}Th) et donc leur abondance est trop faible pour qu'ils puissent être mesurés par TIMS. L'utilisation des traceurs ^{229}Th et ^{236}U présente plusieurs avantages : ils ne se trouvent pas dans les objets naturels et étant donné leur très longue demi-vie, leur perte par décroissance radioactive est négligeable. Néanmoins leur utilisation requiert une calibration rigoureuse par rapport à des standards et la justesse des analyses dépend de la précision et de la justesse de cette calibration.

2.3.3 Séparation et extraction chimique : dissolution de l'échantillon et séparation de l'U et du Th

La dissolution et la préconcentration : dans un premier temps, le traceur est pesé précisément puis évaporé. On introduit l'échantillon qui est également pesé. L'échantillon est ensuite dissous entièrement en ajoutant progressivement de l'acide nitrique et quelques millilitres d'eau distillée, pour éviter une réaction trop violente. On ajoute ensuite du chlorure de fer, qui agit comme entraîneur de l'uranium et du thorium et permet leur séparation des autres éléments majeurs de la matrice notamment le Ca ; l'uranium et le thorium sont coprécipités avec le fer par l'addition d'hydroxyde d'ammonium. Le mélange est centrifugé, le précipité de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ est conservé, puis dissous dans l'acide chlorhydrique 6N.

La purification : la séparation des actinides se fait grâce à l'utilisation de résines capables d'adsorber certains éléments, suivant leurs propriétés. Ces résines sont constituées de polymères organiques synthétiques. Pour la première colonne, la résine Dowex AG1X8 y est introduite, et la solution est filtrée lors de son passage dans la colonne, suivant les propriétés de la résine et la nature et la concentration de l'éluant. Le thorium n'est pas retenu sur une résine anionique basique, cette propriété étant utilisée pour le séparer des autres éléments tels que l'uranium et le fer. Pour la deuxième colonne, on utilise des résines U-TEVA qui permettent la séparation de l'uranium et du fer.

2.3.4 Séparation et extraction chimique : préparation des échantillons pour l'analyse par spectrométrie de masse

Les échantillons d'uranium et de thorium, après évaporation, sont dilués dans de l'acide nitrique. Chaque échantillon est déposé sur un filament simple de rhénium, entre deux niveaux de graphite (Chen et Wasserburg, 1981). La solution est évaporée en chauffant le filament, et les échantillons, positionnés sur un barillet, sont ensuite introduits dans la source du spectromètre de masse. La façon dont est

effectué le dépôt et la manière dont il sera par la suite chauffé, sont déterminantes pour la qualité de l'analyse. En effet, lors de l'analyse, le filament est chauffé progressivement pour permettre dans un premier temps l'évaporation, puis l'ionisation des éléments, car la volatilisation et l'ionisation d'une espèce métallique ne se produisent pas à la même température (Ingram et Hayden, 1954).

Le filament est constitué d'un métal réfractaire possédant une fonction de travail élevée (fonction de travail = capacité de produire l'ionisation). Il existe quatre types de métaux purs pouvant être utilisés : le rhénium, le tantale, le platine et le tungstène. Néanmoins le rhénium demeure le métal le plus utilisé. L'utilisation de graphite lors du dépôt a été suggérée par Arden et Gale en 1974, car celui-ci permet d'augmenter l'efficacité de l'ionisation et de produire un flux d'ions stable. Bien que les mécanismes chimiques ne soient pas encore bien compris, la surface de graphite déposée sur le filament permet entre autres:

- la fixation de l'échantillon sur le filament puisque le graphite réduit l'émission d'oxyde d'uranium, et de ce fait l'uranium reste sur le filament malgré des températures supérieures à 1950°C, augmentant l'efficacité de l'ionisation.
- la formation de composés réfractaires, comme le UC_2 , qui lors de l'ionisation produisent des ions U^+ en majeure partie.

2.3.5 Spectromètre de masse à ionisation thermique

Le spectromètre de masse permet de mesurer des rapports isotopiques. Dans le cas des séries de l'uranium, il offre une meilleure précision et une meilleure sensibilité que le comptage alpha; néanmoins il requiert une préparation soignée des échantillons au préalable.

2.3.5.1 Historique et principe de fonctionnement

La spectrométrie de masse est une technique d'analyse de la matière en fonction de la masse des isotopes. La chimie permet la séparation des différents

isotopes. L'ordinateur collecte les données réduites sous forme de spectre de masse qu'il analyse et fournit ensuite les abondances relatives des différents isotopes. Cet instrument est capable de mesurer directement les abondances isotopiques de nucléides tels que par exemple l'uranium 238, l'uranium 234 et le thorium 230. Autrefois, seuls les nucléides stables ou les radionucléides de grande période étaient mesurés avec un spectromètre de masse pour éviter une contamination radioactive. Cependant de récentes avancées, notamment les capteurs d'ions, ont permis l'analyse de radionucléides de plus faibles abondances, avec une bonne précision. Ainsi il est désormais possible de mesurer très précisément l'uranium 234 et le thorium 230, avec un spectromètre tandis qu'auparavant ils étaient mesurés par spectrométrie alpha. La précision d'un spectromètre de masse va être en partie déterminée par le comptage statistique des données. Si toutes les sources d'erreurs sont minimisées, l'incertitude liée aux mesures d'un spectromètre de masse est environ 1/7 de l'incertitude liée au comptage alpha. De plus, le spectromètre de masse permet de minimiser la taille de l'échantillon nécessaire à l'analyse (pour une teneur en uranium de ~ 1 ppm- 0,3 à 1 g alors que la spectrométrie alpha nécessite ~ 10 g pour U > 1 ppm (Ivanovich et Harmon, 1992).

La technique pour les mesures d'uranium et de thorium a été développée pour mesurer les abondances de l'uranium 238 et le rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ dans de très petits échantillons lunaires et météoritiques (Chen et Wasserburg, 1980, 1981) pour rechercher les anomalies isotopiques d'uranium dans le système solaire. Par la suite, cette technique fût utilisée pour mesurer le rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ de solutions préparées à partir de standards, dans l'eau de mer et dans les eaux hydrothermales (Chen *et al.*, 1986). Désormais cette technique s'étend aux mesures d'uranium 234 et de thorium 230 dans les coraux (Edwards *et al.*, 1986, Edwards, 1988) et dans les spéléothèmes (Li *et al.*, 1989).

2.3.5.2 Les différents constituants du TIMS

Le spectromètre de masse à ionisation thermique (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*), comme son nom l'indique, permet la production d'ions atomiques ou moléculaires par chauffage de la surface du filament où est déposé l'échantillon. Il est composé de trois éléments fondamentaux : la source où s'effectue le processus d'ionisation, le secteur magnétique et le détecteur (fig. 2.4).

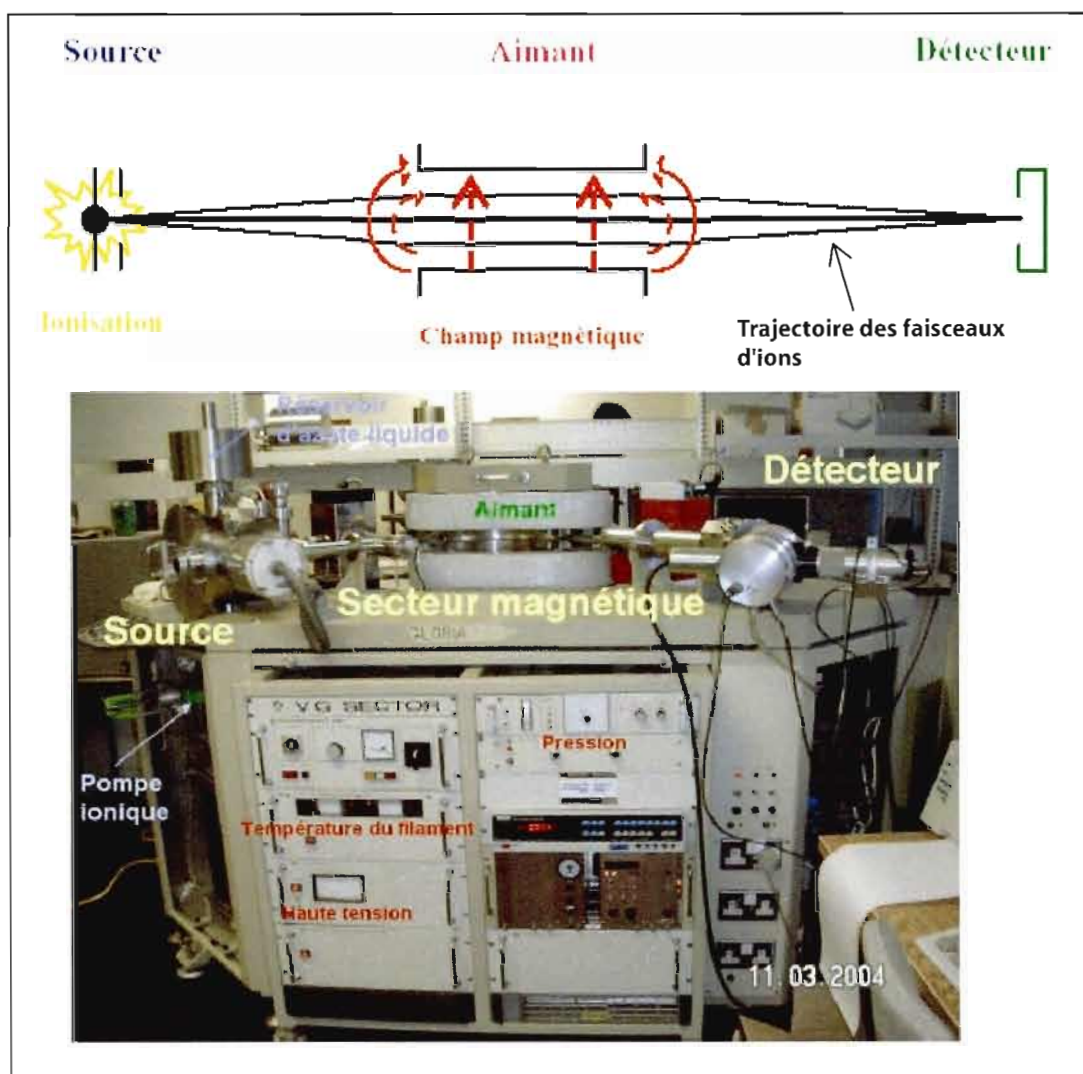


Figure 2.4 : Schéma simplifié d'un spectromètre de masse à ionisation thermique (TIMS),. Vue du dessus, en comparaison avec une photo de l'appareil.

Lors de nos analyses, un TIMS VG sector a été utilisé, équipé d'un analyseur électrostatique et d'un détecteur Daly.

La source et le processus d'ionisation : la source produit des ions positifs et négatifs quasi mono énergétiques ($\sim 0,2$ eV). Pour l'uranium et le thorium des ions positifs sont utilisés, car ils sont plus stables et sont produits en plus grande quantité.

L'efficacité du processus d'ionisation a été évaluée théoriquement par Datz et Taylor 1956:

$$\frac{n^+}{n^0} \propto \exp \left[\frac{(\Phi - I)}{(k \cdot T)} \right]$$

Diagram illustrating the theoretical evaluation of ionization efficiency by Datz and Taylor (1956). The equation shows the ratio of positive ions (n^+) to neutral particles (n^0) is proportional to the exponential of the difference between the ionization potential (Φ) and the work function (I), divided by the product of Boltzmann's constant (k) and the filament temperature (T).

Labels and arrows pointing to the equation:

- Nombre d'ions positifs (n^+)
- Nombre de particules neutres (n^0)
- Potentiel d'ionisation du constituant évaporé (Φ)
- Fonction de travail thermoionique de surface (eV) (I)
- Température du filament (K) (T)
- Constante de Boltzmann (k) ($1,380662 \cdot 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$)

Plus Φ sera grande et I petit, meilleure sera l'ionisation. Prenons par exemple le cas de l'uranium pur : $I = 6,08$ eV, Φ (rhénium) = $5,0$ eV et $T = 2073$ K, l'efficacité de l'ionisation est alors de $2 \cdot 10^{-3}$. En réalité, l'efficacité de l'ionisation dans les séries de l'uranium dépend de plusieurs paramètres : les différentes formes chimiques U^+ ou UO_2^+ , la présence d'autres impuretés réfractaires comme le thorium, etc. Après l'ionisation, les ions sont accélérés par des champs électriques à l'aide d'une optique de focalisation qui guide les ions vers la fente-source.

Le secteur magnétique permet la séparation des nucléides. À partir du filament, le faisceau d'ions est accéléré en traversant le collimateur, amenant le faisceau à la focale principale au niveau de la fente de la source. L'aimant

électromagnétique permet la séparation des ions et dirige ensuite chaque faisceau à la fente du collecteur. La qualité du vide est primordiale car l'analyse se base sur les trajectoires des ions. Tout au long du chemin suivi par le faisceau, le vide doit être compris entre 10^{-6} et 10^{-7} Pa, sinon le faisceau d'ions se disperse, particulièrement pour les faibles masses, par des collisions avec des molécules d'air ($P > 1018$ mbar). Des collisions sont également possibles sur les parois du tube, produisant des faisceaux réfléchis. Les isotopes ^{234}U et ^{230}Th sont particulièrement sensibles à ces types de problèmes, c'est pourquoi on utilise un dépôt de graphite sur le filament. Le deuxième type de collision dépend des pressions de l'analyseur et de la source (le réservoir d'azote liquide permet d'améliorer la qualité du vide dans la source).

Le détecteur, constitué d'une cage Faraday, se situe juste derrière la fente du Collecteur et accepte les ions du faisceau à un instant donné. Le passage des ions à travers une résistance produit un courant. La différence de potentiel qui en résulte est proportionnelle à l'intensité du faisceau d'ions incidents et permet de convertir le faisceau en signal digital. Cependant dans le cas des isotopes ^{234}U et ^{230}Th , le bruit du détecteur Faraday devient significatif par rapport à l'intensité du signal, d'où la nécessité d'amplifier le signal (Daly, 1960). Le compteur Daly (fig. 2.5) enregistre l'arrivée des ions individuellement en mode de comptage. La détection des pics se fait en parcourant le faisceau d'ions, la hauteur du pic doit être suffisamment importante pour sortir du bruit de fond et être ainsi détectée.

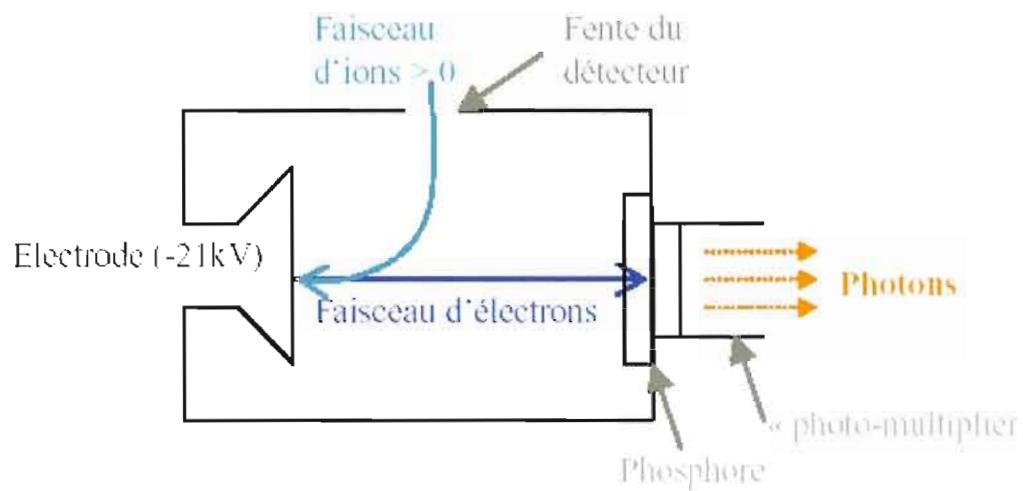


Figure 2.5 : Schéma résumant le principe du détecteur de type Daly

Les mesures des nucléides des séries de l'uranium par un TIMS constituent un outil important dans la compréhension et l'observation détaillées des processus naturels (problèmes géochimiques, climatiques, environnementaux). Grâce à sa haute précision et à la faible quantité d'échantillon nécessaire, le spectromètre de masse peut être utilisé dans différents domaines avec différentes applications : la datation des coraux, des coquilles de mollusques, des spéléothèmes, etc.

CHAPITRE III

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

3.1 Présentation de l'ensemble des résultats

L'ensemble des résultats des 20 échantillons analysés est présenté dans le tableau 3.1. On y retrouve les concentrations en ^{238}U et en ^{232}Th (ppb), ainsi que les rapports d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. Les figures 3.1 et 3.2 présentent la distribution des rapports d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ainsi que les concentrations en ^{238}U et ^{232}Th en fonction du positionnement des plate-formes, P2 qui serait la plate-forme la plus âgée et P11 qui serait la plate-forme la plus jeune si on emploie une chronostratigraphie relative. La coupe géologique a été dessinée en tenant compte des épaisseurs ainsi que des altitudes relatives observées sur le terrain lors des travaux entrepris par Albardeiro (2004) dans le cadre de sa Maîtrise.

3.2 Variations de la concentration en ^{238}U

Pour l'ensemble des résultats, la concentration en ^{238}U varie entre 135.19 ± 0.66 ppb et 997.33 ± 4.92 ppb. De façon générale, une tendance à l'enrichissement en uranium s'observe dans les plate-formes qui seraient les plus anciennes (cette chronologie relative des plate-formes a été définie en se basant sur les travaux de Albardeiro 2004). En effet, si on compare les concentrations entre les plate-formes les plus anciennes vs. les plus jeunes, on remarque que la concentration en ^{238}U des échantillons appartenant aux plate-formes les plus âgées P2 et P3 varie entre 557.46 ± 2.77 et 800.33 ± 4.68 , tandis que la concentration en ^{238}U des échantillons

Échantillon	^{238}U ppb $\pm 2\sigma$	^{232}Th ppb $\pm 2\sigma$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} \pm 2\sigma$	âge ^{230}Th (ka) $\pm 2\sigma$
P2-1	800.33 \pm 4.68	28.77 \pm 0.27	1.0188 \pm 0.0061	0.9978 \pm 0.0130	86.41 \pm 1.38	[∞]
P3-a2	574.34 \pm 2.74	48.73 \pm 0.43	1.0256 \pm 0.0094	1.0092 \pm 0.0179	37.28 \pm 0.68	[∞]
P3-a3	751.05 \pm 3.66	40.96 \pm 0.01	0.9585 \pm 0.0091	1.0305 \pm 0.0169	26.58 \pm 0.72	[∞]
P3-b1	557.46 \pm 2.77	61.67 \pm 0.76	0.9827 \pm 0.0070	0.9827 \pm 0.0129	21.56 \pm 0.52	[∞]
P4-a1	997.33 \pm 4.92	93.56 \pm 0.75	1.0237 \pm 0.0102	0.9358 \pm 0.0142	31.21 \pm 0.46	[∞]
P4-a2	144.92 \pm 0.83	28.03 \pm 0.34	1.0070 \pm 0.0166	1.0556 \pm 0.0633	15.85 \pm 0.71	[∞]
P5-1	297.13 \pm 1.51	57.79 \pm 0.63	1.0872 \pm 0.0178	1.0812 \pm 0.0327	18.47 \pm 0.52	[∞]
P5-2	472.46 \pm 2.38	180.08 \pm 1.67	1.0401 \pm 0.0079	0.9579 \pm 0.0136	24.23 \pm 0.56	317.5 +36/-27
P5-3	254.16 \pm 2.32	40.31 \pm 0.43	1.0957 \pm 0.0209	1.0244 \pm 0.0286	21.63 \pm 0.54	[∞]
P5-4	564.56 \pm 5.56	66.55 \pm 0.98	1.0370 \pm 0.0182	1.0215 \pm 0.0262	27.46 \pm 0.71	[∞]
P5-6	458.75 \pm 4.03	95.34 \pm 1.53	0.9911 \pm 0.0093	1.0316 \pm 0.0386	15.03 \pm 0.61	[∞]
P5-10	255.90 \pm 2.32	50.93 \pm 0.74	1.0253 \pm 0.0093	1.0318 \pm 0.0266	16.25 \pm 0.48	[∞]
P6-2	173.48 \pm 1.56	41.26 \pm 0.47	1.1051 \pm 0.0106	1.0158 \pm 0.0191	14.42 \pm 0.31	[∞]
P6-4	135.19 \pm 0.66	16.14 \pm 0.12	1.1380 \pm 0.0226	1.0586 \pm 0.0287	30.85 \pm 0.63	[∞]
P11	313.97 \pm 1.48	58.15 \pm 0.50	1.0830 \pm 0.0087	0.8961 \pm 0.0136	14.74 \pm 0.78	229 +14/-12
P11-2 (1)	176.56 \pm 1.13	150.77 \pm 1.43	1.1876 \pm 0.0084	1.3572 \pm 0.0383	5.77 \pm 0.17	[∞]
P11-2 (2)	165.54 \pm 1.11	38.73 \pm 0.36	1.2260 \pm 0.0154	1.1477 \pm 0.0342	18.38 \pm 0.54	[∞]
P11-1 (3)	536.09 \pm 2.53	83.73 \pm 0.62	1.0988 \pm 0.0172	0.9594 \pm 0.0253	20.63 \pm 0.47	294 +55/-36
P11-2 (4)	143.15 \pm 0.73	60.39 \pm 0.40	1.2131 \pm 0.0177	1.0678 \pm 0.0288	9.39 \pm 0.23	[∞]
P11-2 (5)	270.34 \pm 1.29	92.12 \pm 0.91	1.1406 \pm 0.0117	1.0907 \pm 0.0438	11.16 \pm 0.45	[∞]

Tableau 3.1 : Résultats des analyses effectuées sur des Balanus provenant d'une série de plate-formes marines au sud du Portugal.

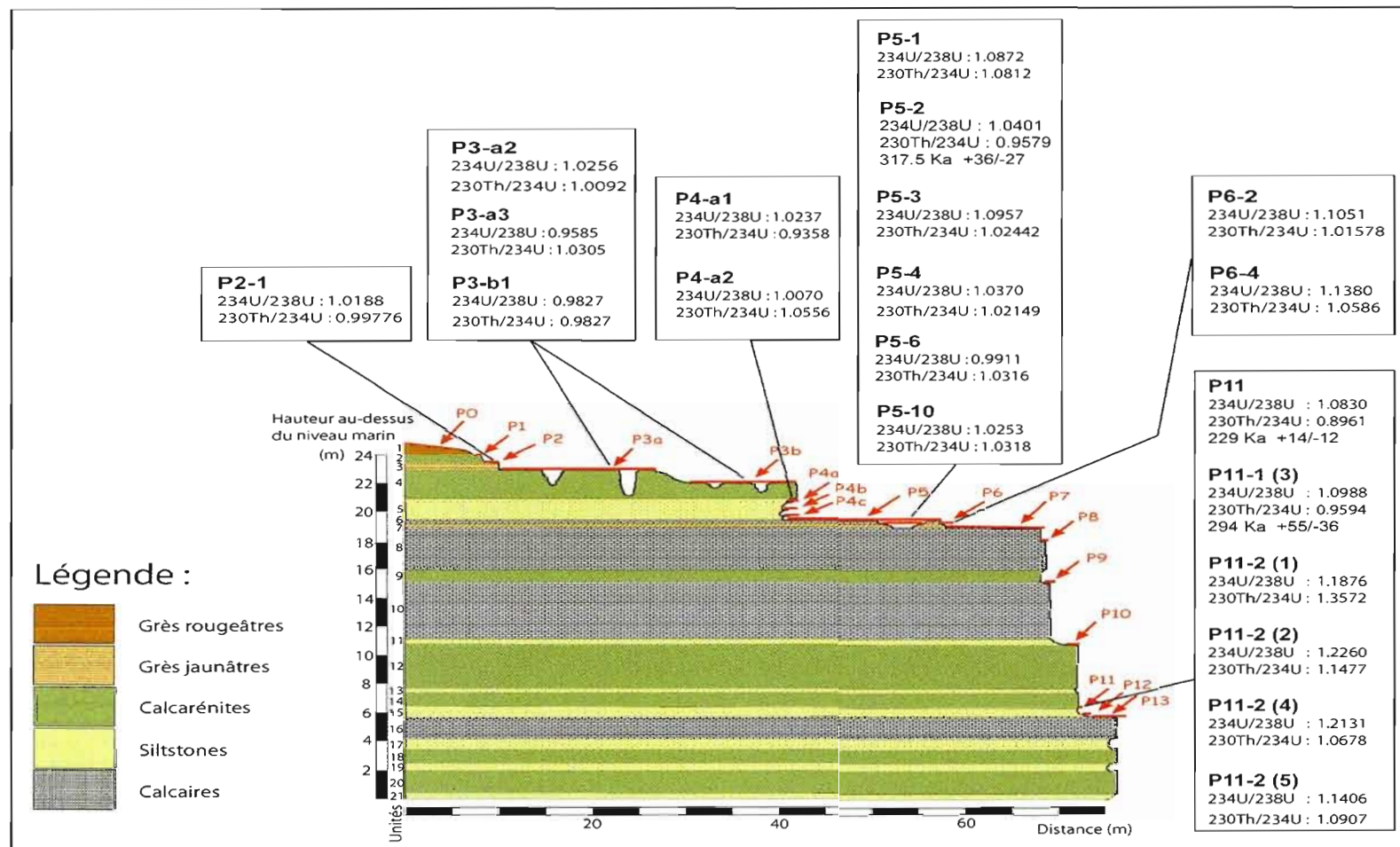


Figure 3.1 : Distribution des rapports d'activité des 20 échantillons analysés selon leur appartenance aux différentes plate-formes. On remarque une tendance des valeurs du rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ à diminuer en suivant l'ordre des plate-formes de P12 à P2. Seul trois âges ont pu être déterminés, les autres échantillons étant tous hors âge. Les plate-formes sont représentées selon les dimensions relatives observée sur le terrain. (Modifié de Albardeiro, 2004).

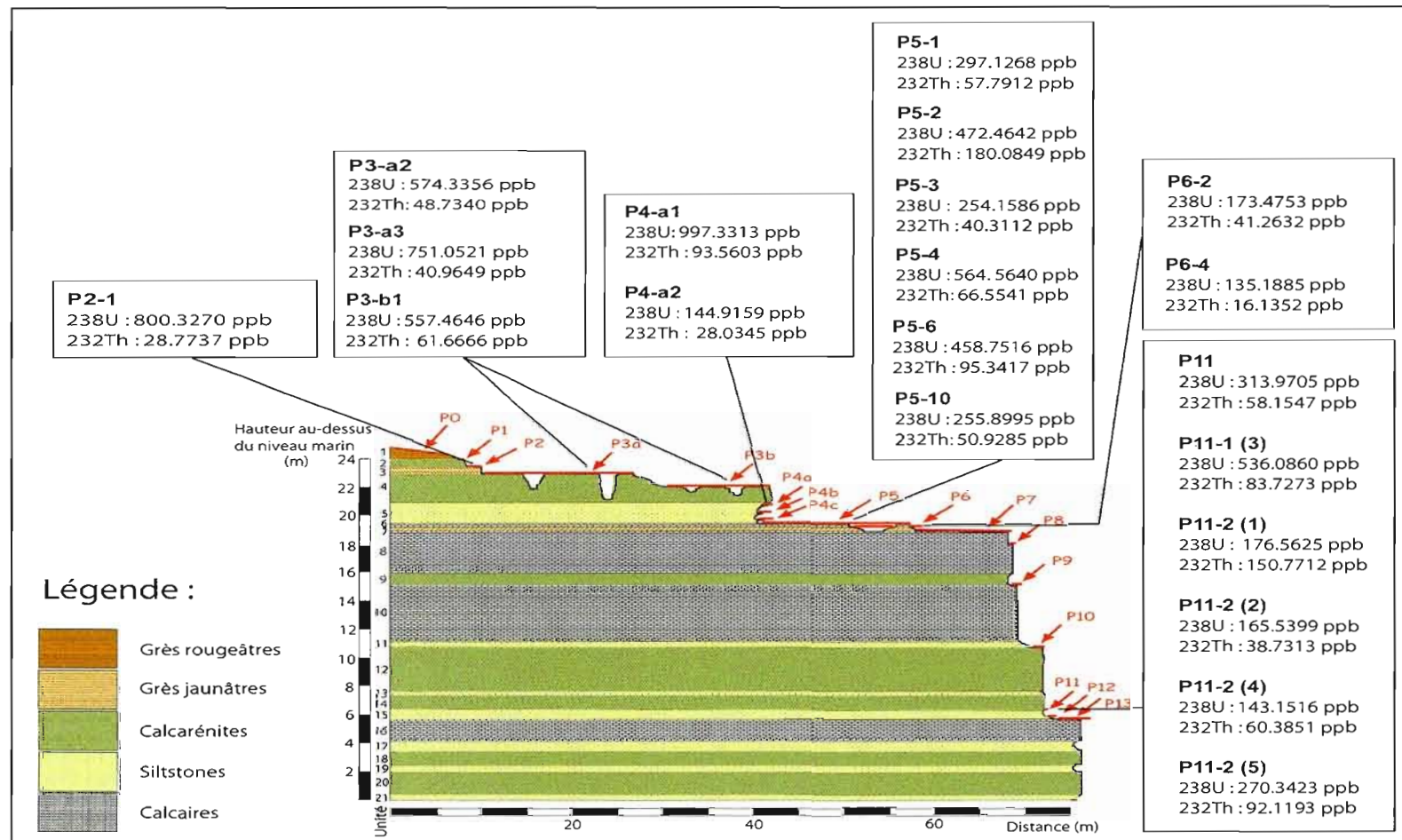


Figure 3.2 : Distribution des concentrations en ^{238}U et ^{232}Th des 20 échantillons analysés selon leur appartenance aux différentes plate-formes. On remarque une augmentation de la concentration en ^{238}U chez les plate-formes qui seraient les plus âgées. Les plate-formes sont représentées selon les dimensions relatives observée sur le terrain. (Modifié de Albardeiro, 2004).

appartenant à la plate-forme la plus jeune P11 varie, si l'on fait abstraction de l'échantillon P11-1 (3), entre 143.15 ± 0.73 et 313.97 ± 1.48 . On observe également certaines variations marquées des concentrations en ^{238}U d'échantillons appartenant à la même plate-forme.

3.3 Variation de la concentration en ^{232}Th

Pour l'ensemble des résultats, la concentration en ^{232}Th varie entre 16.14 ± 0.12 ppb et 180.08 ± 1.67 ppb. Aucune tendance claire ne peut être dégagée entre la teneur en ^{232}Th et l'âge relatif des plate-formes. Ceci semble logique du fait qu'une calcite pure ne devrait pas contenir de ^{232}Th vu la faible solubilité de cet élément dans les eaux océaniques (Ivanovich et Harmon, 1992). Les variations observées des concentrations de ^{232}Th ne reflètent donc que l'efficacité du nettoyage mécanique des coquilles de *Balanus* lors de la préparation des échantillons puisqu'il est quasiment impossible d'extraire tout le matériel détritique contenu dans les échantillons.

3.4 Variation du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$

Pour l'ensemble des résultats, le rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ varie de 0.9585 ± 0.0091 à 1.2260 ± 0.0154 . L'étalement de ces variations semble indiquer des valeurs proches de l'équilibre séculaire dans les plate-formes les plus âgées ainsi que des valeurs proches de la valeur de l'eau de mer pour ce même rapport. Dans certains cas, la valeur du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ est même supérieur à la valeur océanique. Toutefois, ces variations reflètent l'ensemble de plusieurs processus qui peuvent modifier le rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Principalement, ces processus seraient le temps écoulé, la présence de matériel détritique dans l'échantillon, et la fixation diagénétique d'uranium à partir des eaux continentales. Par conséquent, l'interprétation de la variation du rapport isotopique de l'uranium s'avère très complexe. Une tentative de prise en compte de ces paramètres sera élaborée dans le chapitre IV.

3.5 Variation du rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

Pour l'ensemble des échantillons, le rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ varie entre 0.8961 ± 0.0136 et 1.3572 ± 0.0383 . Il est à noter que deux échantillons appartenant à P11 présentent des teneurs en uranium supérieures à la moyenne observée dans les échantillons de cette même plate-forme. Il pourrait donc s'agir d'une fixation récente d'uranium diagénétique, ayant pour effet de diminuer le rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et donc de pouvoir calculer un âge fini. Seul trois échantillons ont livré des âges finis, soit P5-2 à 317.5 ka $+36/-27$, P11 à 229 ka $+14/-12$ et P11-1 (3) à 294 ka $+55/-36$, puisque tous les autres échantillons possèdent des rapports d'activité ayant atteint ou dépassé l'équilibre séculaire. Cette fixation diagénétique sera modélisée dans la discussion (voir chapitre IV).

CHAPITRE IV

DISCUSSION

4.1 Variation et distribution des concentrations en ^{238}U et ^{232}Th

La figure 3.2 présente la distribution des concentrations en ^{238}U et ^{232}Th des 20 échantillons analysés vs. leur appartenance aux différentes plate-formes. Tel que mentionné dans la section 3.2, les échantillons provenant des plate-formes qui seraient les plus âgées semblent être plus riches en ^{238}U que ceux provenant des plate-formes qui seraient plus jeunes. On observe également des variations importantes de la concentration en ^{238}U des échantillons appartenant à une même plate-forme (fig. 3.2 et 4.1). Par exemple, l'échantillon P4-a1 possède environ sept fois plus d'uranium que l'échantillon de la même plate-forme P4-a2. Ces variations pourraient indiquer que le système n'a pas été complètement clos, permettant ainsi un échange isotopique avec le milieu. Cependant, le processus d'incorporation d'uranium étant diagénétique, il est alors possible que dans certains cas la quantité d'uranium emmagasinée après la fossilisation de l'individu varie selon les conditions environnementales lors du processus d'accumulation d'uranium. Par exemple, des individus d'une même plate-forme pourraient être exposés différemment aux eaux météoritiques à cause des variations de la micro-morphologie de la plate-forme.

En comparant les résultats entre eux, on observe dans certains cas une variation considérable des concentrations en ^{232}Th pour des échantillons provenant d'une même plate-forme. Ces variations seraient liées à la qualité du nettoyage, le ^{232}Th mesuré étant d'origine détritique puisqu'il est absent dans l'eau

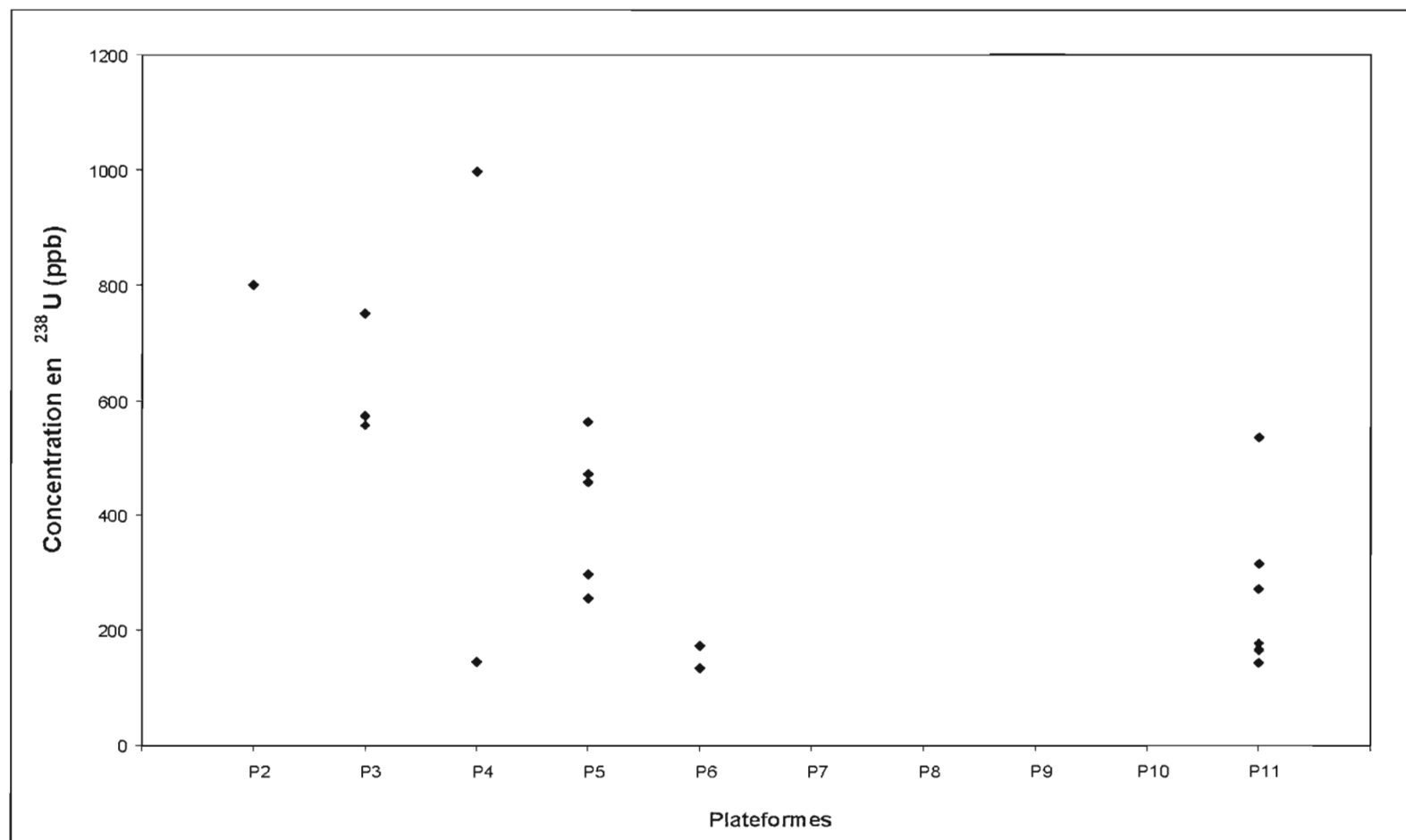


Figure 4.1 : Distribution de la concentration en ^{238}U (ppb) vs. les plate-formes correspondantes. On remarque des valeurs relativement plus élevées aux plate-formes qui seraient les plus âgées ainsi qu'une dispersion des valeurs des concentrations à l'intérieur d'une même plate-forme. L'incertitude étant très petite par rapport à l'échelle, elle n'est donc pas visible sur le graphique.

de mer (Ivanovich et Harmon, 1992). En effet, chaque échantillon à minutieusement été nettoyé afin d'enlever la fraction détritique piégée dans l'échantillon. Cependant, la petite taille de certains échantillons ainsi que les nombreux angles existants sur les test de *Balanus* font en sorte qu'il est presque impossible d'extraire tout le matériel détritique. Il semblerait également d'après nos observations qu'une certaine quantité de matériel détritique ait été incorporée dans la structure du test lors de la croissance de l'individu, un problème qui avait été observé par Pirazzoli et al. (1985) lors de leurs travaux de nettoyage des échantillons de *Balanus*.

4.2 Variation et distribution des rapports isotopiques $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

Normalement, les valeurs du rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ devraient diminuer vers l'équilibre séculaire en suivant l'ordre selon l'altitude des plate-formes de P11 à P2, les plate-formes allant relativement de la plus jeune à la plus vieille dans le même sens. Le rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ de l'eau de mer étant 1.148 (Ivanovich et Harmon, 1992), les organismes vivants incorporent donc de l'uranium dissous avec un tel rapport dans leur structure jusqu'au moment de la fermeture du système. Par la suite, le rapport d'activité devrait diminuer vers l'unité avec un temps de demi-vie de 244 ka. On peut alors conclure qu'un échantillon avec un rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ en dehors de ces valeurs a forcément été affecté par une source d'uranium non océanique (Kaufman *et al.*, 1996). En observant la figure 4.2, on constate que les rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ des échantillons analysés suivent en général une tendance cohérente malgré certaines anomalies, telles les valeurs supérieures au rapport de l'eau de mer, qui sont forcément liées à un flux d'uranium qui a affecté les échantillons après la cimentation/diagenèse.

Les données présentées aux figures 4.3 et 4.4 fournissent des indices d'ouverture du système U-Th. La figure 4.3 présente plusieurs échantillons en dehors des limites normales d'évolution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. le rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. En effet, les valeurs du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ devraient

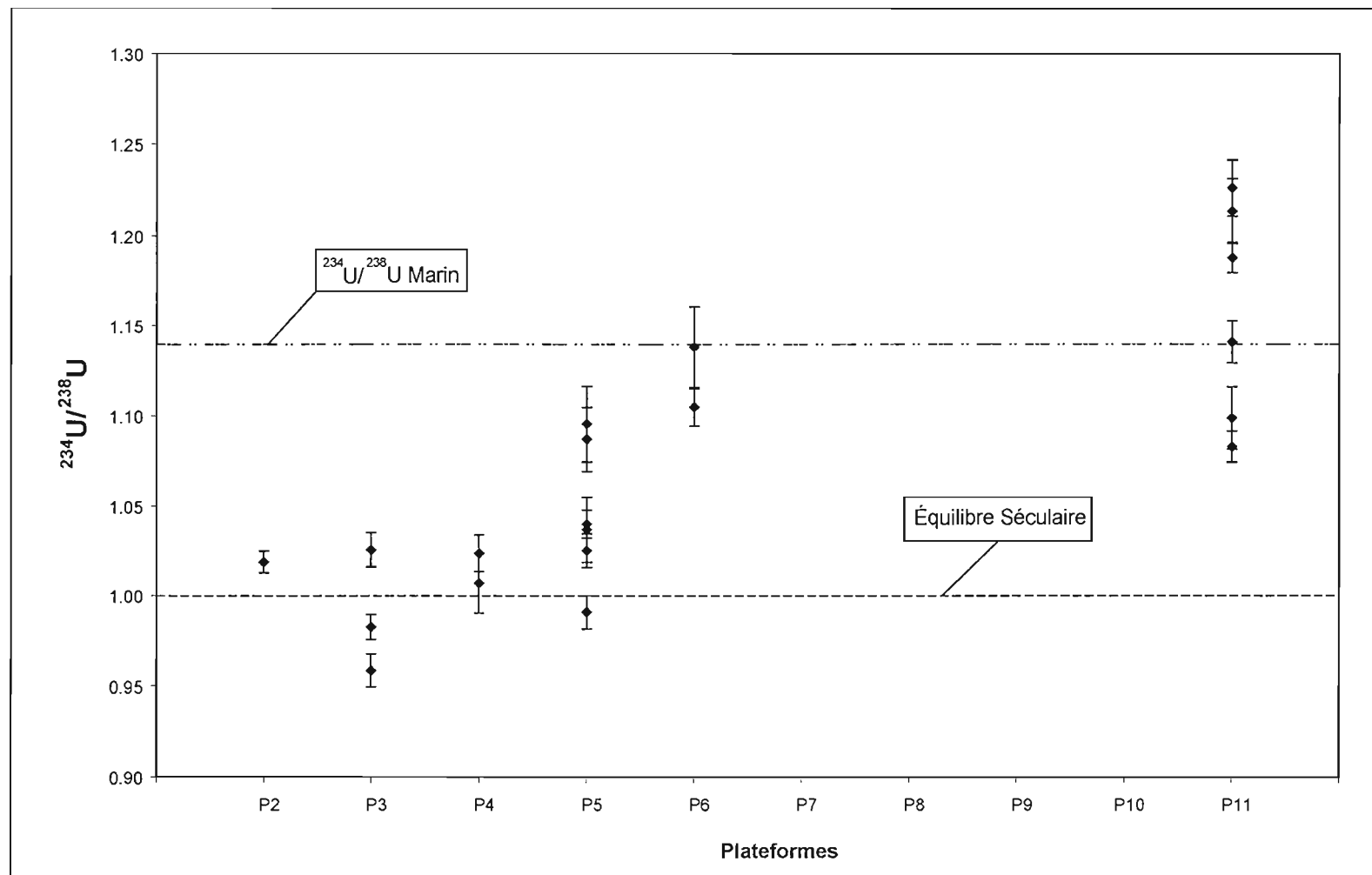


Figure 4.2 : Distribution du rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. les plateformes correspondantes. On remarque une tendance vers l'équilibre séculaire pour les plate-formes qui seraient les plus âgées.

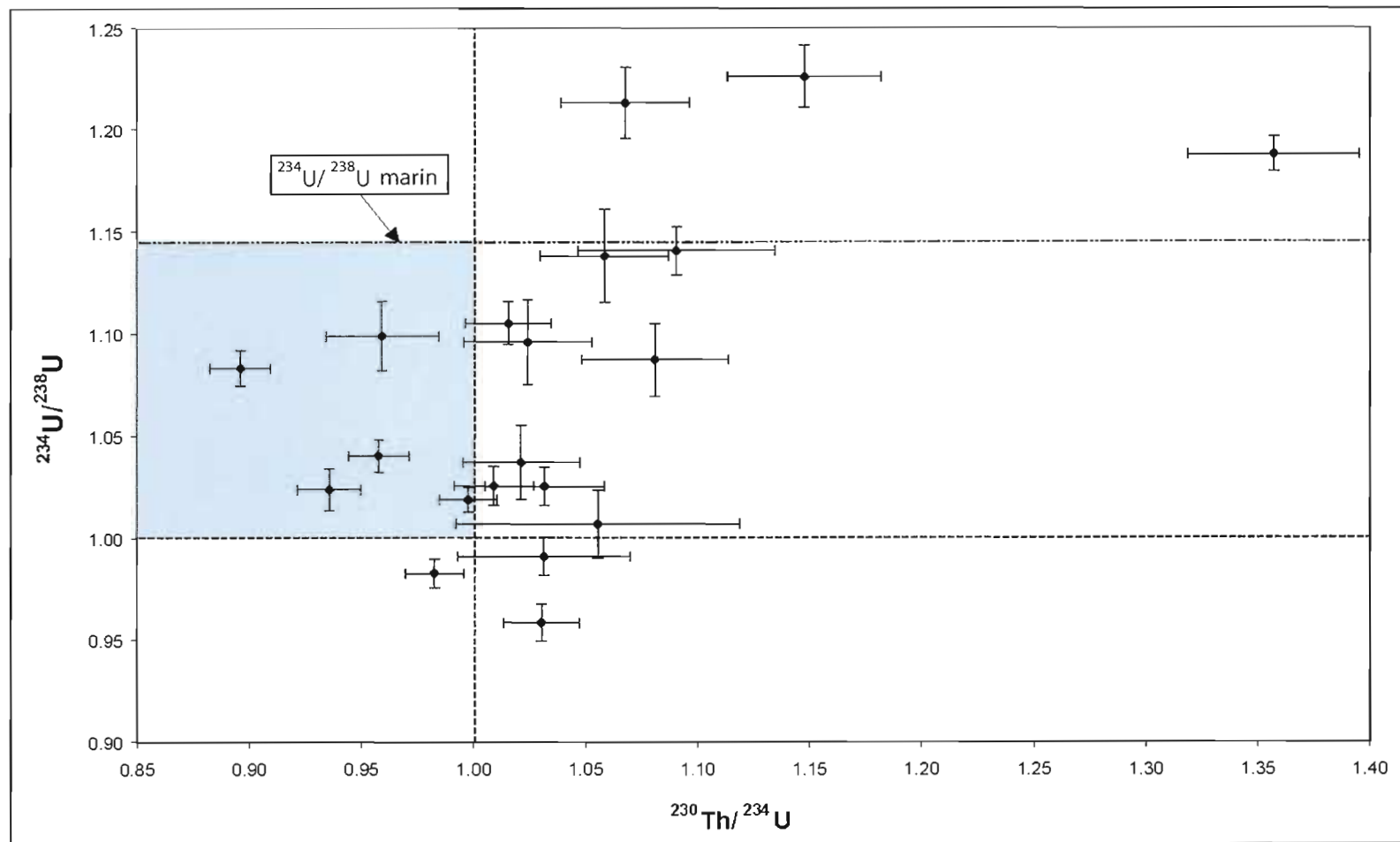


Figure 4.3 : Distribution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. le rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ pour l'ensemble des échantillons. La limite d'équilibre séculaire des deux rapports est représentée en tirets. Les échantillons en-dehors de la zone colorée possèdent des rapports d'activité en-dehors des limites normales d'évolution pour un système fermé.

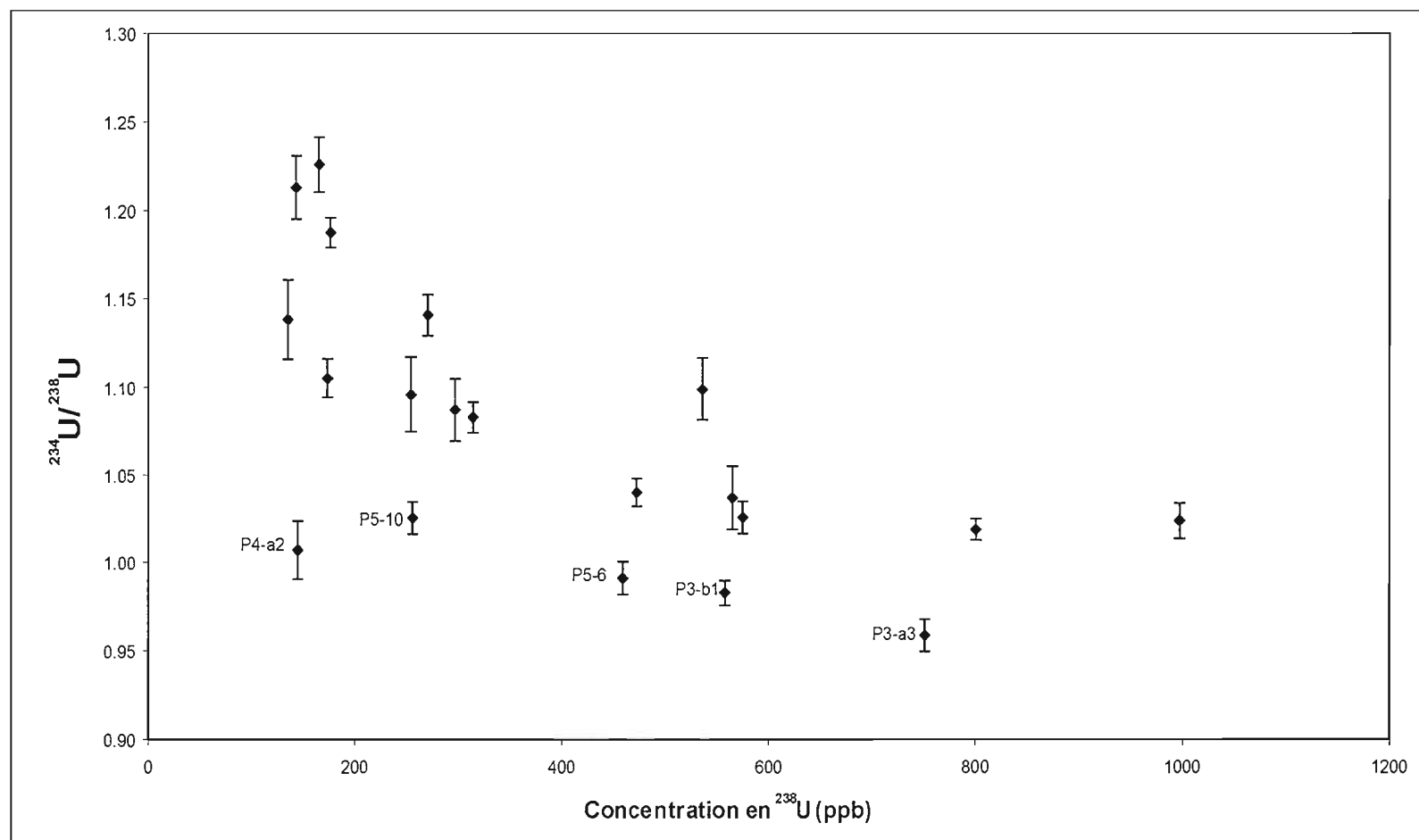


Figure 4.4 : Distribution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. la concentration en ^{238}U (ppb). On remarque une augmentation des valeurs de la concentration en ^{238}U vs. la diminution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Une telle distribution des valeurs en hyperbole indique une ouverture du système. Les échantillons identifiés ne semblent pas suivre la même tendance que les autres.

s'étaler entre 1.148 et l'équilibre séculaire, tandis que celles du rapport d'activité $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ne devraient pas dépasser l'équilibre séculaire. À la figure 4.4, la distribution en forme d'hyperbole des valeurs du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ en fonction de la concentration de ^{238}U indique clairement une ouverture du système. Tel que mentionné plus haut, l'uranium est incorporé suite à la mort de l'individu. On observe dans la figure 4.4 que l'incorporation de l'uranium n'a jamais cessé puisque la concentration en ^{238}U augmente avec la diminution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ce qui veut dire que la concentration en ^{238}U augmente avec l'âge des échantillons. Dans le cas d'un système fermé, on aurait dû observer une limite où la concentration en ^{238}U cesserait d'augmenter avec l'âge. À titre indicatif, les études réalisées sur des mollusques démontrent que l'incorporation d'uranium se fait généralement au cours des premiers 10 000 ans (Kaufman et al., 1971).

4.3 Modélisation du flux d'uranium diagénétique

Certains échantillons dans la figure 4.4 (échantillons identifiés) ne semblent pas suivre la même tendance que les autres. Ces échantillons pourraient donc avoir suivi une évolution différente des paramètres isotopiques dans le temps. Ces échantillons n'ont pas été pris en considération dans la figure 4.5 représentant la distribution du rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. l'inverse de la concentration en ^{238}U . Il s'agit d'une droite de mélange qui tend vers 1.0004 selon l'équation de la droite de régression $y = 27.152x + 1.0004$. Les échantillons ayant incorporé le plus d'uranium tendent vers l'équilibre séculaire et seraient également les échantillons les plus âgés. En utilisant la valeur du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ de l'eau de mer (1.148) dans l'équation, on obtient une concentration en ^{238}U de 183.96 ppb. Cette valeur serait donc une approximation de la concentration initiale qui aurait été disponible et incorporé dans l'échantillon (source marine). On peut alors poser comme hypothèse qu'un échantillon possédant une concentration dépassant la valeur de 183.96 ppb aurait reçu un apport diagénétique. Le tableau 4.1 présente la fraction marine et diagénétique d'uranium pour chaque échantillon. Il faut mentionner que ce sont les proportions actuelles et que ces proportions ont probablement varié dans le temps

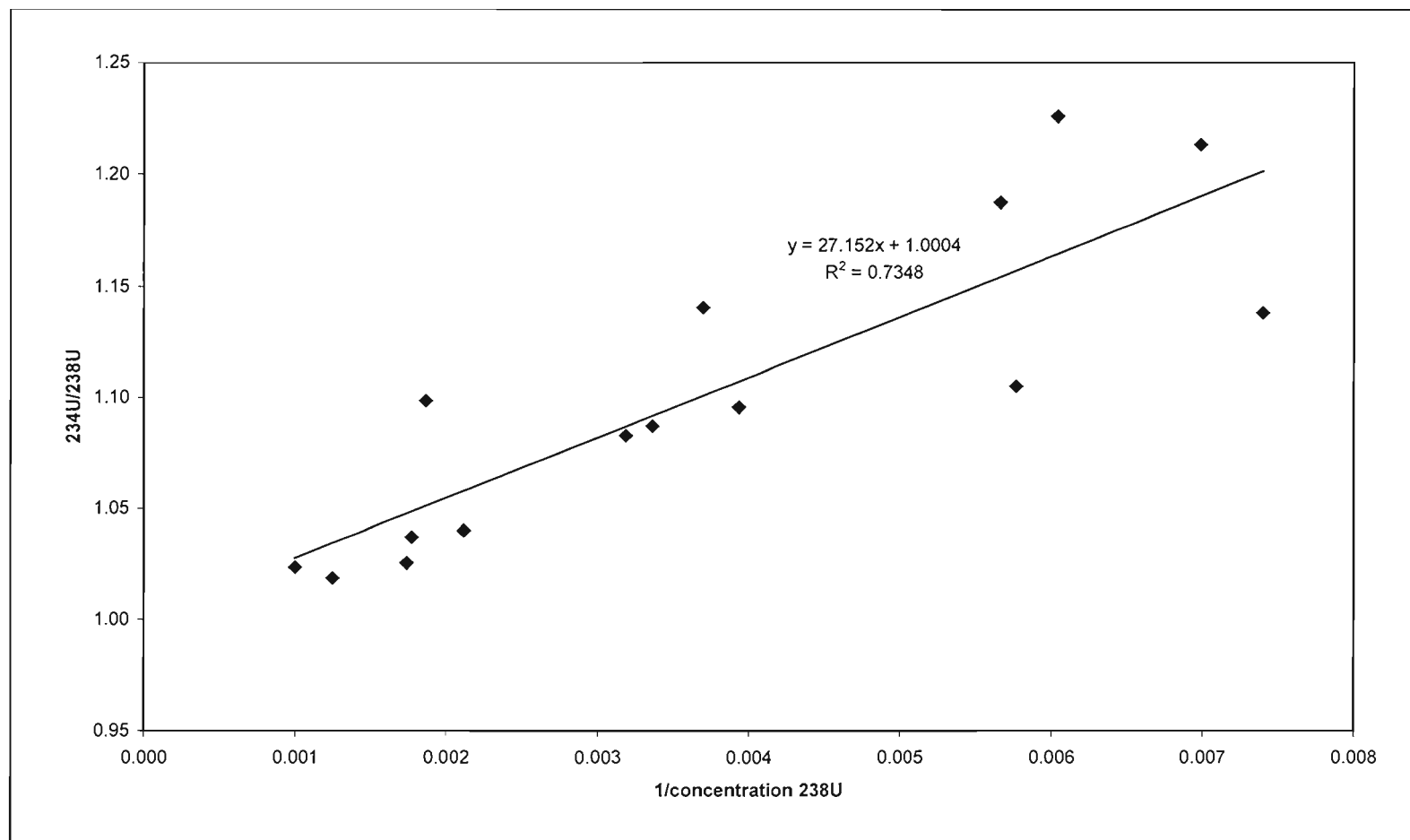


Figure 4.5 : Distribution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. $1/^{238}\text{U}$ (ppb) des 15 échantillons suivant la même tendance à la figure 4.4. Cette distribution de mélange possède une limite inférieure qui croise l'ordonnée à l'origine à 1.0004 selon son équation, soit l'équilibre séculaire.

suite à une incorporation ou à une perte d'uranium. Un échantillon possédant une concentration en uranium inférieure à la valeur de 183.96 ppb est donc considérée comme ayant subi une perte d'uranium. Connaissant la valeur des fractions marine et diagénétique ainsi que le rapport d'activité mesuré pour chaque échantillon, nous pouvons estimer la valeur du rapport d'activité de la fraction diagénétique avec la formule suivante (Vidal et Aubouin, 1998) :

$$CI_m = \frac{aC_1 + (1-a)C_2 CI_2}{aC_1 + (1-a)C_2} \Rightarrow CI_2 = \frac{CI_m(aC_1 + (1-a)C_2) - aC_1 CI_1}{(1-a)C_2}$$

Où :

CI_2 - Rapport d'activité diagénétique

CI_m - Rapport d'activité mesuré

C_1 - Concentration d'uranium marin

C_2 - Concentration d'uranium diagénétique

a - Fraction d'uranium marin

Échantillon	Concentration en ^{238}U (ppb)	apport diagénétique (ppb)	% marin	% diagénétique
P2-1	800.33	616.37	22.99	77.01
P3-a2	574.34	390.38	32.03	67.97
P4-a1	997.33	813.37	18.45	81.55
P5-1	297.13	113.17	61.91	38.09
P5-2	472.46	288.50	38.94	61.06
P5-3	254.16	70.20	72.38	27.62
P5-4	564.56	380.60	32.58	67.42
P6-2	173.48	-	-	-
P6-4	135.19	-	-	-
P11	313.97	130.01	58.59	41.41
P11-2 (1)	176.56	-	-	-
P11-2 (2)	165.54	-	-	-
P11-1 (3)	536.09	352.13	34.32	65.68
P11-2 (4)	143.15	-	-	-
P11-2 (5)	270.34	86.38	68.05	31.95

Tableau 4.1 : Fraction de ^{238}U marin et diagénétique pour les 15 échantillons. On remarque une augmentation des valeurs de la concentration en ^{238}U vs. la diminution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Ces valeurs ont été calculées à partir de la concentration en ^{238}U de 183.96 ppb calculée à partir de l'équation de la droite de régression de la figure 4.5 et qui représente la concentration marine. Les échantillons possédant une concentration inférieure à cette valeur auraient subi une perte d'uranium.

La figure 4.6 présente le pourcentage de ^{238}U diagénétique vs. les plate-formes correspondantes pour les 15 échantillons suivant la même tendance à la figure 4.4. D'après la tendance générale des valeurs, on constate que les pourcentages les plus élevés sont associés aux plate-formes qui seraient les plus âgées. Par ailleurs, si on fait abstraction aux échantillons P5-10 et P5-3 ayant un rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ inférieur à la moyenne des échantillons, on observe dans la figure 4.7 que les valeurs du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ diagénétique calculées avec la formule précédente se situent autour de l'équilibre séculaire. On peut donc poser comme hypothèse que la source d'uranium est demeurée constante depuis la mort de l'individu. La dissolution du substrat rocheux carbonaté datant du Miocène auquel les Balanus se sont fixés pourrait donc s'avérer la source principale d'uranium diagénétique. Ces roches carbonatées ayant un âge supérieur à 400 ka, le rapport d'activité d'uranium dissous et incorporé dans le Balanus aurait été à l'équilibre séculaire.

4.4 Discussion sur les âges obtenus

À l'exception des échantillons P5-2, P-11 et P11-1(3), l'ensemble des résultats sont hors âge (tableau 3.1), c'est-à-dire, ils dépassent la limite d'âge de la méthode U – Th qui est d'environ 400 ka. Les premières analyses effectuées avec l'échantillon P11 pour ce travail ayant donné un âge de 229 ka $\pm 14/-12$, il nous était alors permis de croire qu'il serait possible d'obtenir une série d'âges avec la suite des échantillons. Cependant, un seul autre échantillon parmi les 6 provenant de la plate-forme P11 a fourni un âge fini de 294 ka $\pm 55/-36$, soit l'échantillon P11-1 (3). Une troisième datation a été réalisée, cette fois-ci avec l'échantillon P5-2 appartenant à la plate-forme P5. Mais encore une fois, ce résultat est en discordance avec l'ensemble des analyses puisque tous les autres échantillons de la plate-forme P5 sont hors-âge. Il faut cependant noter que l'âge obtenu de 317,5 ka $\pm 36/-24$ est proche de la limite de la méthode de datation U – Th.

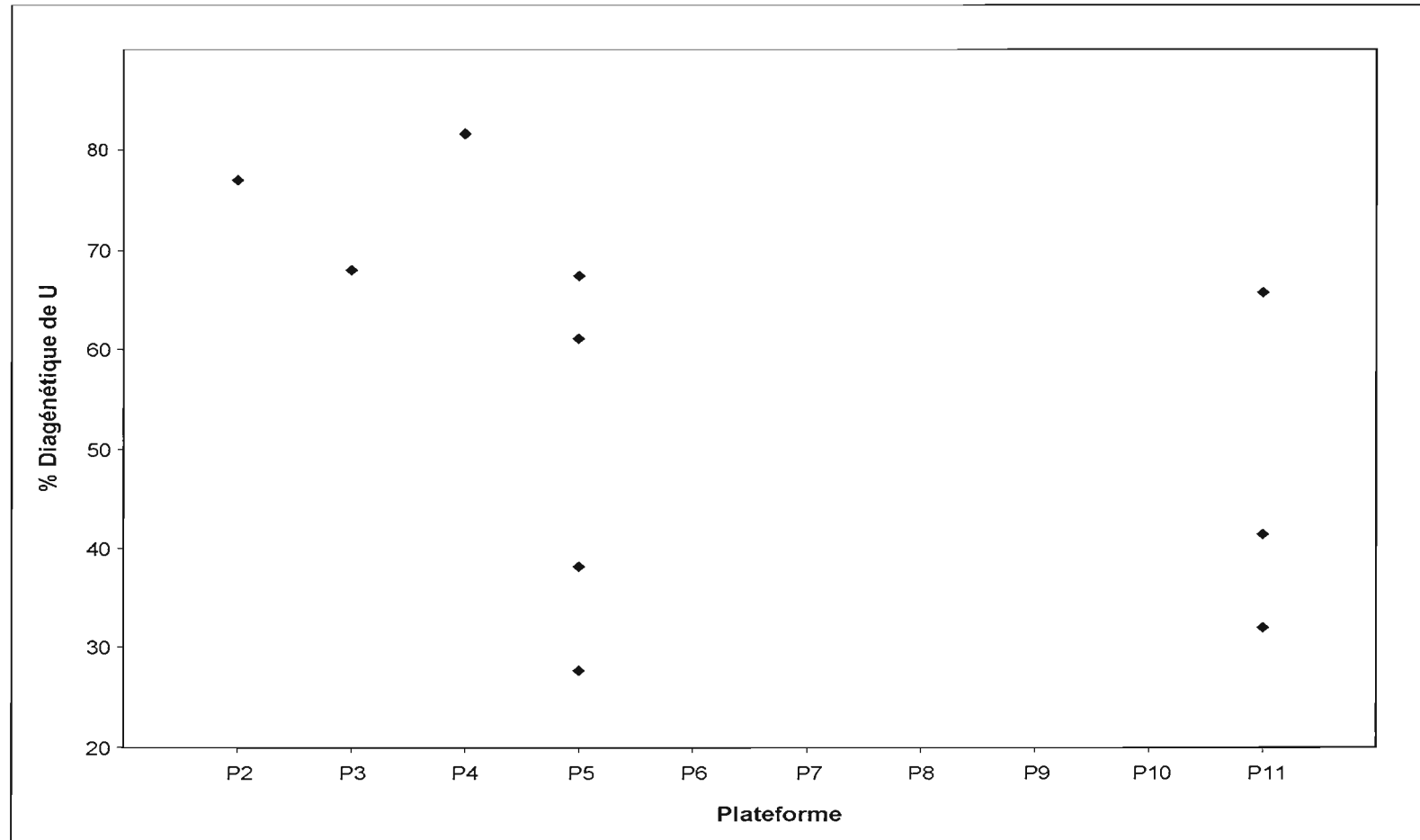


Figure 4.6 : Distribution du pourcentage d'uranium diagénétique vs. les plate-formes correspondantes. D'après la tendance générale des valeurs, on constate que les pourcentages les plus élevés sont associés aux plate-formes qui seraient les plus âgées. Il est à noter qu'il y a bien 14 échantillons représentés, mais que 2 coïncident graphiquement dû leurs valeurs très proches, donnant l'impression d'avoir que 12 échantillons.

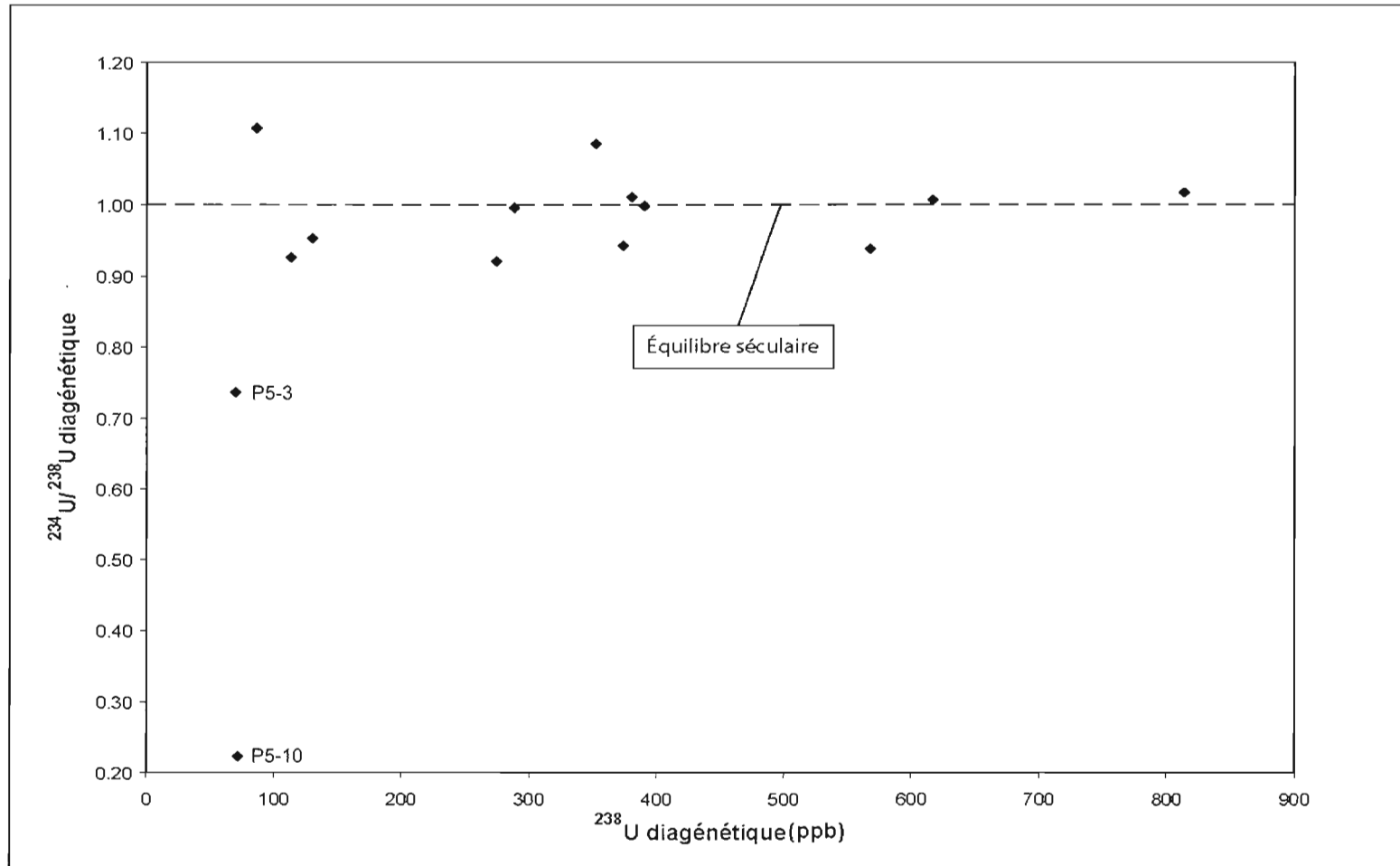


Figure 4.7 : Distribution du rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. ^{238}U diagénétique. Mis à part les deux échantillons identifiés, on observe une certaine constance du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ diagénétique selon la concentration d'uranium diagénétique pour les autres échantillons.

Il est intéressant de comparer l'ensemble de ces résultats avec les âges proposés par Albardeiro (2004) :

Plate-formes	Âge proposé par Albardeiro (ka)	Résultats obtenus par la méthode U-Th (ka)
P1, P2 et P3	~400	≥ 400
P4	~125	≥ 400
P5	~125	Échantillons P5-1;3;4;6;10 ≥ 400 ; P5-2 $\rightarrow 317.5 + 36/-27$
P6	~125	≥ 400
P11	Holocène	Échantillons P11-2(1);(2);(4);(5) ≥ 400 P11 $\rightarrow 229 + 14/-12$ P11-1(3) $\rightarrow 294 + 55/-36$

Tableau 4.2 : Comparaison entre les résultats obtenus avec la méthode U-Th et les âges proposés par Albardeiro (2004).

Comme on peut le voir, les résultats ne concordent que pour les échantillons des plate-formes P1, P2 et P3, et on note un bon écart entre tous les autres résultats des différentes plate-formes. Ces écarts sont certainement reliés à la mobilisation de l'uranium dans un système ouvert et il est donc impossible de tirer des comparaisons ou des conclusions entre les hypothèses proposées par les deux études.

4.5 Bilan et recommandations pour des travaux futurs

Nous avons vu que la problématique de l'utilisation de *Balanus* à des fins de datation par la méthode U-Th vient du fait que le système n'est pas clos et qu'il se produit donc une mobilisation de l'uranium après l'incorporation diagénétique d'uranium suite à la mort de l'individu. Il faudrait donc essayer de rencontrer des conditions pouvant assurer une fermeture du système avant d'entreprendre d'autres travaux de datation avec cette méthode. Une des conditions possibles pour retrouver

un système fermé serait de localiser des échantillons qui auraient été exposés à un climat aride depuis la fossilisation, comme c'est le cas par exemple des travaux entrepris par Ortlieb et al. (1996) dans les côtes du Pérou. Dans leurs travaux, les auteurs ont réussi à dater par la méthode U-Th des terrasses marines soulevées en se servant de mollusques grâce au fait que le climat du secteur est demeuré extrêmement aride depuis une très longue période de temps. Une deuxième condition possible serait d'obtenir des échantillons provenant de roches très imperméables et qui auraient cimenté très rapidement, comme c'est le cas par exemple des travaux entrepris par Zazo et al. (1999) aux environs du Détroit de Gibraltar. Dans leurs travaux, les auteurs ont réussi à dater des terrasses marines soulevées avec la méthode U-Th en se servant de mollusques et ont remarqué que les échantillons provenant de roches bien cimentées présentent des données isotopiques indiquant un système fermé ou ayant subi une très faible mobilisation d'uranium. Ces mêmes auteurs ont aussi remarqué que les échantillons possédant des parois plus épaisses fournissent des âges plus concordants, ce qui nous amène à poser comme hypothèse que des balanes ayant un test plus épais seraient soumis à un flux d'uranium diagénétique moindre. Il serait donc important à l'avenir d'échantillonner des balanes de plus grande dimensions possible. Dans notre cas, les individus de *Balanus* étaient relativement petits, entre 1 et 2 cm en moyenne, ce qui a probablement contribué à l'ouverture du système isotopique. Dans l'éventualité d'obtenir des échantillons de grandes dimensions, des travaux préliminaires devraient être effectués afin d'essayer de mesurer les variations des rapports isotopiques selon la profondeur du test. Ce genre de travaux a été effectué par Kaufman et al. (1996) avec des coquillages de *Mercenaria*. Ils ont démontré qu'il existe une variation des rapports isotopiques entre la portion extérieure et la portion intérieure du coquillage. Ces travaux concluent même que la portion intérieure du coquillage devient un système isotopique fermé au plus tard 15 ka après la mort de l'individu.

CONCLUSIONS

Dans le cadre d'un projet visant à mieux comprendre la géologie, la morphologie et la chronologie de la région de l'Algarve, nous avons tenté d'établir la séquence chronologique d'une série de plate-formes marines à l'aide du déséquilibre radioactif U-Th. Suite aux résultats d'une série d'analyses par spectrométrie de masse à ionisation thermique, il semble évident que l'ensemble des échantillons fait partie d'un système ouvert. Ceci est dû essentiellement à deux facteurs principaux : une augmentation de la concentration en ^{238}U avec l'âge des échantillons, et l'évolution anormale du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ de certains échantillons. Il nous est donc permis d'affirmer qu'il est très difficile d'obtenir des résultats représentatifs avec des échantillons de Balanus. Nous avons par contre pu élaborer un modèle pour essayer de déterminer les fractions marines et diagénétiques pour la plupart des échantillons ainsi que le rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ de la fraction diagénétique. L'ensemble des résultats semble démontrer que plus l'échantillon est âgé, plus il a incorporé de l'uranium diagénétique. Il semble également que la source d'uranium est demeurée constante tout au long du processus diagénétique. La principale source d'uranium diagénétique pourrait s'avérer être la dissolution du substrat rocheux carbonaté d'âge Miocène. Les résultats des âges obtenus sont en discordance avec l'ensemble des hypothèses proposées par Albardeiro (2004). Lors de futurs travaux similaires, il serait primordial d'obtenir des échantillons de balanes plus grands afin de vérifier si le flux d'uranium diagénétique est moindre que dans le cas de petits individus. Il serait aussi important d'essayer d'effectuer l'échantillonnage dans un secteur dont le climat est demeuré très sec depuis la mort de l'individu ou dans un secteur dont les roches sont très imperméables.

RÉFÉRENCES

- Albardeiro, L. 2004. *Variações do nível médio do mar no Algarbe a o longo do Quaternário Superior. o sector Praia da Galé – Praia de S. Rafael.* Université de l'Algarve, 95p.
- Arden, J.W. et Gale, N.H. 1974. *Separation of trace amounts of uranium and thorium and their determination by mass spectrometric isotopic dilution.* Analytical Chemistry, Vol. 46, p.687-691.
- Bard, E., Hamelin, B., et Fairbanks, R.G. 1990. *U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados. Sea level during the past 130,000 Years.* Nature, Vol. 346, p.456-458.
- Bischoff, J.L. , et Fitzpatrick, J.A. 1991. *U-series dating of impure carbonates: an isochron technique using total sample dissolution.* Geochimica Cosmochimica Acta, Vol.55, p. 543-554.
- Chen, J.H. et Wasserburg, G.J. 1980. *A research for isotopic anomalies in uranium.* Geophysical Research Letters, Vol. 7, p.275-278.
- Chen, J.H., et Wassenburg, G.J. 1981. *Isotopic determination of uranium in picomole and subpicomole quantities.* Analytical Chemistry, Vol. 53, p. 2060-2067.
- Chen, J.H, Edwards, R.L., et Wassenburg, G.J. 1986. *^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in seawater.* Earth and Planetary Science Letters, Vol. 80, p.241-251.
- Daly, N.R. 1960. *Scintillator type mass spectrometer ion detector.* Reviews of Science Instrumentation, Vol. 3, p.264-267.
- Datz, S. et Taylor, E.H. 1956. *Ionization on platinum and tungsten surfaces.* Journal of Chemistry and Physics, Vol. 25, p.389-394.
- Derruau, M. 1988. *Précis de géomorphologie.* Masson, Paris, 533 p.

- Edwards, R.L., Chen, J.H., et Wasserburg, G.J. 1986. ^{238}U , ^{234}U , ^{230}Th , ^{232}Th . *Systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 81, p.175-192.
- Edwards, R.L. 1988. *High precision ^{230}Th ages of corals and the timing of sea level fluctuations in the late Quaternary*. California institute of Technology, Pasadena, 105 p.
- Guéry, R., Pirazzoli, P.A. et Troussset, P. 1981. *Les variations du niveau de la mer depuis l'Antiquité à Marseille et à la Couronne*. Dossiers Archéologiques, Vol. 50, p.8-27.
- Guilcher, A. 1954. *Morphologie littorale et sous-marine*. Presse universitaire de France, Paris, 215 p.
- Harmon, R.S., Thompson, P., Schwarcz, H.P., et Ford, F.C. 1975. *Uranium series dating of speleothem*. Nat. Spel. Soc. Bull., Vol. 37, p. 21-33.
- Hillaire-Marcel, C., Carro, O., et Causse C. 1986. *U/Th dating of Strombus bubonis-bearing marine terraces in southwestern Spain*. Geology, Vol. 14, p. 613-616.
- Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C. et Cuerda, J. 1996. *U-series measurments in Tyrrhenian deposits from Maiorca – further evidence for two last-interglacial high sea levels in the Balearic Island*. Quaternary Science Reviews, Vol. 15, p.53-63.
- Inghram, M.G., et Hayden, R.J. 1954. *A handbook on mass spectroscopy*. National Academy of Sciences National Research Council, No. 14, 237p.
- Ishibashi, K., Ota, Y. et Matsuda, T. 1979. *Radiocarbon ages of raised shell beds at the southern tip of the Izu peninsula, Central Japan*. Zishin, Vol. 32, p.105-107.
- Ivanovich, M. et Harmon, H. 1992. *Uranium series disequilibrium*. Oxford University Press, 910 p.

- Kaufman, A., Broecker W. S., Ku T.-L., et Thurber D.L. 1971. *The status of U-series methods of mollusk dating*. *Geochimica Cosmochimica Acta*, Vol. 35, p.1155-1183.
- Kaufman, A., Ghaleb, B., Wehmiller, J.F. et Hillaire-Marcel, C. 1996. *Uranium concentration and isotope ratio profiles within Mercenaria shells*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 60, No. 19, p. 3735-3746.
- Li, W-X., Lundberg, J., Dicki, A.P., Dickin, AP, Ford, D.C., Schwartz, H.P., McNutt, R. et Williams, D. 1989. *High-precision mass-spectrometric uranium-series dating of cave deposits and implication for paleoclimate studies*. *Nature*, Vol. 339, p.534-536.
- Manuppella, G. 1992. *Noticia explicativa da carta geológica da região do Algarve, escala 1/100 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 13 p.
- McLaren, S. J. et Rowe, P. J. 1996. *The reliability of uranium-series mollusk dates from the Western Mediterranean basin*. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 15, p. 709-717.
- Moura, D. 1998. *Litoestratigrafia do Neogénico terminal e Plistocénico, na Bacia Centro-Algarve, Evolução Paleoambiental*. Dissertation présentée à l'Université de l'Algarve pour l'obtention du grade de Docteur. 252 p.
- Oliveira, J.T., Pereira, E., Ramalho, M.M., Antunes, M.T. & Monteiro, J.H. 1992. *Carta geológica de Portugal à escala 1/500 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Ortlieb, L., Ghaleb, B., Hillaire-Marcel, C., Macharé, J. et Pichet, P. 1992. *Déséquilibres U/Th, rapports D-alloisoleucine/L-isoleucine et teneurs en ¹⁸O des mollusques de dépôts littoraux pléistocènes du sud du Pérou : une base d'appréciation chronostratigraphique*. *Compte Rendue de l'Académie des Sciences de Paris, Série 2*, 314, p.101-107.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J. L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. et Cournoyer, L. 1996. *Coastal deformation in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky*. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 15, p.819-831.

- Page, W.D., Alt, J.N., Cluff, L.S. et Plafke, G. 1979. *Evidence for the recurrence of large-magnitude earthquakes along the Makran coast of Iran and Pakistan*. Tectonophysics, Vol. 52, p.533-547.
- Pirazzoli, P.A. et Thommeret, J. 1973. *Une donnée nouvelle sur le niveau marin à Marseille à l'époque romaine*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Vol. 227, p.2125-2128.
- Pirazzoli, P.A., Delibrias, G., Kawana, T. et Yamaguchi, T. 1985. *The use of barnacles to measure and date relative sea-level changes in the Ryukyu islands, Japan*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 49, p.161-174.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D. & Monteiro, J.H. 1979. *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 p.
- Rocha, R. B., Marques, B. L., Antunes, M. T., et Pais, P. 1989. *Carta geologica 1/50 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Stephenson, W.J. et Kirk, R.M. 2000. *Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand, Part 1: the role of waves*. Geomorphology, Vol. 32, p.21-41.
- Stephenson, W.J. et Kirk, R.M. 2001. *Surface swelling of coastal bedrock on intertidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand*. Geomorphology, Vol. 41, p.5-21.
- Stephenson, W.J. et Kirk, R.M. 2000. *Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand, Part 2: The role of subaerial weathering*. Geomorphology, Vol. 32, p.43-56.
- Trenhaile, A. 1987. *The geomorphology of rock coasts*. Oxford University Press, Oxford, 393p.
- Trenhaile, A. 2002. *Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms*. Geomorphology, Vol. 48, p.7-22.

- Vidal, P., Aubouin, J. 1998. *Géochimie*. Collection Géosciences, Paris, 190p.
- Wyss, M. 1978. *Sea-level changes before large earthquakes*. Earthquake Information Bulletin, Vol. 10, p.165-168.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. 1999. *Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar strait area (south of Spain)*. Tectonophysics, Vol. 301, p. 95-100.